

Corrientes geostróficas en la plataforma y talud continental del mar Cantábrico

TRABAJO FIN DE GRADO

Andrea García Juan

Julio de 2015



Universidad de
Oviedo

Índice

	pág.
Introducción general	1
Capítulo 1. Introducción teórica	3
1.1. Ecuaciones del movimiento	3
1.1.1. Fuerza debida a los gradientes de presión.....	5
1.1.2. Fuerza de Coriolis.....	6
1.1.3. Ecuaciones de Navier-Stokes.....	8
1.1.4. Ecuación de continuidad.....	9
1.2. Aproximación geostrófica	11
1.2.1. Cálculo de corrientes geostróficas a partir de parámetros hidrográficos.....	14
<i>Geopotencial</i>	15
<i>Velocidad geostrófica entre dos estaciones oceanográficas</i>	16
Capítulo 2. Área de estudio y bases de datos	21
2.1. Circulación en el golfo de Vizcaya	21
2.1.1. Atlántico Norte.....	21
2.1.2. Golfo de Vizcaya.....	23
<i>Iberian Poleward Current IPC</i>	26
2.2. Proyecto Radiales	28
2.2.1. La sección de Santander.....	29
2.2.2. Obtención de datos.....	31
Capítulo 3. Metodología	33
3.1. Métodos de extrapolación	33
3.1.1. Método de Reid-Mantyla.....	34

3.2. Útiles de programación.	36
Capítulo 4. Resultados y discusión	37
4.1. Campos de velocidades geostróficas.....	38
4.2. Series temporales.....	40
4.2.1. Variabilidad estacional.....	45
Conclusiones	48
Referencias	51
Apéndice 1	54
Apéndice 2	59

Agradecimientos.

Me gustaría comenzar agradeciendo a todas las personas que estuvieron conmigo en el Ramón Margalef, tanto el equipo científico como la tripulación, que hicieron que mi primera experiencia en el mar fuera tan agradable.

Un agradecimiento especial a Cesar, por haberme permitido realizar este trabajo, y sobre todo por sus explicaciones, sus disponibilidad y su buen humor.

Gracias a Alba, por tener siempre un cable para la cámara a mano, y a Hanna, por alimentarme y darme ánimos estos últimos días.

A Silvia, agradecerle sus llamadas motivadoras, a pesar de la *caló*.

También quiero agradecer a Dani la ayuda, pero sobre todo, la inspiración, la fuerza y la pasión que me transmite siempre (y que tanto echo de menos).

Y finalmente agradecer a mis padres su paciencia y su esfuerzo, porque sin ellos nada de esto hubiera sido posible.

Introducción general.

“Los mares han despertado la curiosidad del ser humano desde tiempos remotos, embelesando a los incautos con sus cantos de sirena para empujarlos a las más arriesgadas hazañas, de las que muy pocos han conseguido salir indemnes y regresar sanos y salvos a Ítaca. “

El agua cubre la mayor parte de la superficie del planeta Tierra, concentrándose en las zonas costeras, desde el comienzo de la Historia, una gran parte de la población que sobrevive gracias a los recursos que este medio les ofrece. Además, el océano es un elemento fundamental del sistema climático global, siendo su estudio en relación al resto del sistema terrestre fundamental para entender multitud de procesos, tales como el Cambio Climático que se está produciendo en la actualidad.

El océano constituye un sistema dinámico complejo en el que tienen lugar varios tipos de movimiento, producidos por fuerzas de distinta naturaleza.

La circulación termohalina o circulación profunda es el movimiento vertical de masas de agua debido a diferencias en la densidad. Una masa de agua más densa que su entorno tiende a hundirse, ya que la fuerza gravitatoria (peso) que actúa sobre ella es mayor. Estas diferencias de densidad se deben a cambios en la temperatura, la salinidad o la presión del agua, que se generan, por ejemplo, en procesos de evaporación o congelación. La circulación termohalina global actúa como una cinta transportadora de calor desde el ecuador terrestre hasta los polos, donde se forman las aguas profundas.

Las mareas y las ondas internas con periodos mareales (*tidal period*) son otros tipos de movimiento producidos también por la fuerza gravitatoria, ejercida, en este caso, por la luna y el sol sobre las aguas oceánicas.

La dinámica de las capas más superficiales del océano se caracteriza por una circulación horizontal debida a los vientos atmosféricos. Igual que en la atmosfera, se producen giros de sentido contrario en cada hemisferio. Además, el viento también es responsable de la aparición de zonas de upwelling; su influencia sobre la superficie es

capaz de hacer aflorar las aguas más profundas las cuales, al ser más ricas en nutrientes, constituyen zonas de pesca abundante. A más pequeña escala, el viento genera las olas, cuyo estudio y previsión es crucial para la navegación marítima.

El rozamiento de las capas de agua con la costa, el fondo marino o con otras capas de agua puede producir cambios en su velocidad respecto a las coordenadas espaciales. Esto es lo que se llaman turbulencias. Cuando un sistema entra en régimen turbulento resulta enormemente complejo de estudiar ya que las ecuaciones de la mecánica de fluidos se vuelven inestables: una pequeña variación de las condiciones iniciales genera grandes perturbaciones en el movimiento. Por otra parte, la dinámica de la corteza terrestre también influye en el comportamiento del sistema oceánico. Un ejemplo son los tsunamis, producidos generalmente por seísmos en el fondo marino.

Todas estas dinámicas se superponen y se alimentan unas a otras haciendo que su estudio sea una tarea complicada. La Oceanografía es uno de los campos de la ciencia que intenta describir de manera sistemática los procesos, tanto físicos como químicos, biológicos y/o geológicos, que tienen lugar en el sistema oceánico, tratando de ofrecer una interpretación adecuada sobre sus orígenes y causas.

El presente trabajo pretende contribuir a esta descripción ocupándose de la circulación que se produce en el mar Cantábrico, en concreto sobre la plataforma y el talud continental. El principal objetivo de este Trabajo Fin de Grado es calcular las velocidades de las corrientes a partir de los datos hidrográficos muestreados para la radial de Santander entre los años 1991 y 2014, generando así una nueva base de datos que complete la existente y que sea susceptible de ser utilizada en cualquier momento.

Para la consecución de este objetivo se utilizará la aproximación geostrófica, simplificando considerablemente las ecuaciones del movimiento, combinada con el método de extrapolación de Reid-Mantyla, que se explicará detalladamente en el capítulo 3.

Para finalizar, se completará un pequeño estudio de la variabilidad de la circulación sobre el talud y la plataforma continental a partir de las series temporales de datos generadas.

Capítulo 1. *Introducción teórica.*

En este capítulo se explicarán los conceptos teóricos que han sido necesarios para la realización de este trabajo. Se comenzará con las ecuaciones generales que rigen el movimiento de los fluidos para después derivar la aproximación geostrófica, obteniendo una ecuación que nos permita calcular, de manera práctica y con los datos de los que se dispone, las velocidades geostróficas en la radial de Santander.

1.1. Ecuaciones del movimiento.

Las ecuaciones que rigen el movimiento de una masa de agua resultan de aplicar la segunda ley de Newton al sistema que se está estudiando, y tras haber considerado todas las fuerzas que actúan sobre él (estas ecuaciones también se denominan ecuaciones de conservación del momento o cantidad de movimiento). En este caso, es útil utilizar fuerzas por unidad de masa, ya que, debido a la naturaleza del sistema oceánico, no es posible tratar masas de agua aisladas. Se plantea entonces la siguiente expresión:

$$\vec{a} = \frac{d\vec{v}}{dt} = \vec{F}_{presión} + \vec{g} + \vec{F}_{Coriolis} + \vec{F}_{fricción} \quad (1)$$

Se denomina fuerza de presión $F_{presión}$ a las fuerzas generadas por las diferencias de presión existentes entre distintas partes del fluido y g a las fuerzas de gravedad. También aparecen la fuerza de Coriolis, y un término para las fuerzas de fricción, que engloba la fricción con la costa y el fondo y la fuerza de rozamiento producida por el viento.

En este punto, conviene señalar que cualquier problema de mecánica de fluidos se puede abordar mediante dos aproximaciones diferentes, dependiendo de la naturaleza de los datos de los que se disponga:

- La aproximación de Lagrange consiste en seguir a la masa de agua y monitorizar sus cambios a lo largo del tiempo, incluido su cambio de posición. Este tipo de datos se pueden obtener con sistemas de deriva Lagrangiana como las boyas ARGO, que se dejan a la deriva en el mar a una profundidad determinada y van monitorizando los cambios en las variables físicas de la masa de agua con la que viajan.
- La aproximación de Euler consiste en la medida de las variables deseadas para un tiempo y una posición específicas, consiguiendo un mapa del estado de una parcela oceánica en un momento dado. Se obtienen como datos campos de temperaturas, salinidades etc. Como se verá en el capítulo 3, estos son el tipo de datos con los que se cuenta en este trabajo, una serie temporal de medidas realizadas en los mismos puntos de una manera “aproximadamente simultánea”.

Las dos aproximaciones se relacionan mediante la derivada sustancial, que es el cambio de una magnitud a lo largo del tiempo en aproximación lagrangiana. Por ejemplo, para la temperatura T la expresión de la derivada sustancial es (Pond and Pickard, 1983):

$$\frac{DT}{Dt} = \vec{v} \cdot \nabla T + \frac{\partial T}{\partial t}$$

La derivada sustancial se puede definir para cualquier magnitud de la masa de agua. En el segundo término de la ecuación los datos están representados siguiendo la aproximación de Euler. La derivada sustancial es la que se utiliza en la segunda ley de Newton, ya que esta ley se refiere al cambio de velocidad de una masa a lo largo del tiempo (aproximación lagrangiana). Por lo tanto es muy importante tener esto en cuenta si los datos utilizados están tomados siguiendo la aproximación de Euler.

El siguiente paso es conocer las expresiones específicas para cada fuerza, que permitan concretar las ecuaciones y reflexionar sobre sus posibles soluciones.

1.1.1. Fuerza debida a los gradientes de presión.

Se supone un diferencial de volumen cubico de lados δx , δy , δz en el seno de un fluido, como el representado en la figura 1.1. Teniendo en cuenta que la presión se define como la fuerza por unidad de superficie, la fuerzas en la dirección x , producidas por el entorno sobre el volumen elegido, serán $p\delta y\delta z$ y $-(p+\delta p)\delta y\delta z$ en cada uno de los lados normales a la dirección x .

La fuerza neta en esta dirección es (Stewart, 2008):

$$\delta \vec{F}_x = -\delta p \delta y \delta z$$

Pudiendo convertir la expresión en:

$$\delta p = \frac{\partial p}{\partial x} \delta x \rightarrow \delta \vec{F}_x = -\frac{\partial p}{\partial x} \delta x \delta y \delta z = -\frac{\partial p}{\partial x} \delta V$$

Dividiendo por la masa, se obtiene la fuerza por unidad de masa o aceleración, que es la magnitud necesaria para sustituir en la ecuación (1):

$$\frac{\delta \vec{F}_x}{\delta m} = -\frac{\partial p}{\partial x} \frac{\delta V}{\delta m} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

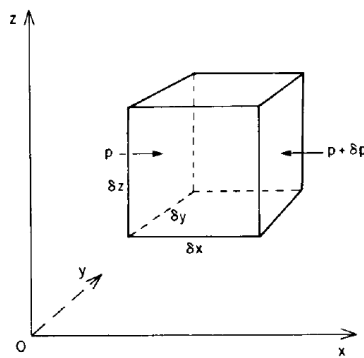


Figura 1.1. Presión sobre un diferencial de volumen de fluido (Pond and Pickard, 1983).

Donde ρ es la densidad del fluido. Repitiendo el proceso para las tres direcciones del espacio se obtienen el resto de componentes, llegando a la siguiente expresión general:

$$\vec{F}_{presión} = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p$$

El signo menos indica que la presión y la fuerza actúan en sentidos opuestos. A la vista de este resultado se podría pensar que el movimiento se produce de manera perpendicular a las líneas de presión constante (isobaras) y en dirección a zonas de bajas presiones. Sin embargo, en la naturaleza se observa que el movimiento se produce paralelo a las isobaras, y esto es debido a la acción de la fuerza de Coriolis.

1.1.2. *Fuerza de Coriolis.*

La fuerza de Coriolis es una fuerza ficticia que aparece cuando se hace el cambio de coordenadas de un sistema de referencia inercial a un sistema de referencia en rotación alrededor de su propio eje, como es el caso de la Tierra. La derivación de este término es complicada (véase Neumann and Pierson, 1966): la aceleración en el nuevo sistema de coordenadas sigue la siguiente expresión (Stewart, 2008):

$$\vec{a}_{fijo} = \left(\frac{D\vec{v}}{Dt} \right)_{fijo} = \left(\frac{D\vec{v}}{Dt} \right)_{en\ rotación} + (2\Omega \times \vec{v}) + \Omega \times (\Omega \times R)$$

Siendo R la distancia desde el centro de la tierra y Ω la velocidad angular. El segundo término es la fuerza de Coriolis y el tercero la aceleración centrífuga. La aceleración centrífuga queda incluida en el valor de la gravedad.

Es más útil expresar la fuerza de Coriolis en función de la latitud φ del punto en el que se aplica y las componentes x , y y z de la velocidad: u , v y w respectivamente (Houghton, 2002).

$$2\Omega \times \vec{v} = 2\Omega(v \sin \varphi - w \cos \varphi)\vec{i} - 2\Omega u \sin \varphi \vec{j} + 2\Omega u \cos \varphi \vec{k}$$

La fuerza de Coriolis es fundamental en la circulación a gran escala de los sistemas tanto oceánicos como atmosféricos. Como se deduce de las ecuaciones anteriores, actúa de manera perpendicular a la velocidad, cambiando la dirección y el sentido del movimiento. En el hemisferio norte hace que los fluidos se muevan en el sentido de las agujas del reloj alrededor de centros de altas presiones (anticiclones) y en el sentido contrario alrededor de centros de bajas presiones (ciclones). Por ejemplo, en el caso de la atmosfera esto produce un patrón más o menos permanente de circulación global que intercala zonas de circulación anticiclónica y ciclónica y que determina la meteorología terrestre (figura 1.2).

Como el océano y al atmosfera constituyen un sistema acoplado en permanente interacción, estos patrones de circulación atmosférica serán esenciales para entender los patrones de circulación oceánica, como se verá en concreto para el Golfo de Vizcaya en el capítulo 2.

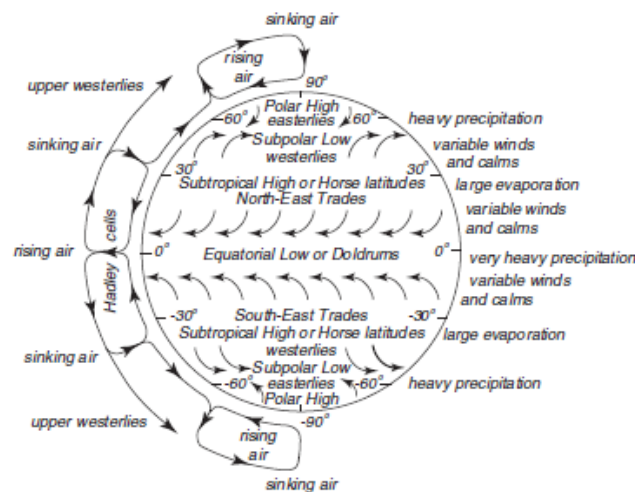


Figura 1.2. Celdas meridionales en la atmosfera y la influencia de la rotación de la tierra en los vientos (Stewart, 2008).

1.1.3. Ecuaciones de Navier-Stokes.

Sustituyendo las expresiones de las fuerzas en la ecuación (1) se obtiene:

$$\frac{D\vec{v}}{Dt} = -\frac{1}{\rho}\vec{\nabla}p - 2\Omega \times \vec{v} + \vec{g} + \vec{F}_r$$

Donde el primer término es la derivada sustancial y en el segundo están las fuerzas debidas a los gradientes de presión, la fuerza de Coriolis, la gravedad y las fuerzas de fricción.

Se puede expresar la ecuación en componentes:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + 2\Omega v \sin \varphi + F_x \quad (2a)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - 2\Omega u \sin \varphi + F_y \quad (2b)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} + 2\Omega u \cos \varphi - g + F_z \quad (2c)$$

En la ecuación 2a se ha despreciado el término en w ya que la velocidad en vertical de las masas de fluido es muy pequeña con respecto a las componentes horizontales. En la ecuación 2c es posible ignorar el término de Coriolis porque es pequeño comparado con la gravedad (Stewart, 2008). Para abreviar la notación se denominará parámetro de Coriolis f a $2\Omega \sin \varphi$.

Se han determinado 3 ecuaciones para 4 incógnitas: las tres componentes de la velocidad u , v y w y la presión P . Es necesaria una cuarta ecuación para que el sistema tenga solución: la ecuación de continuidad.

1.1.4. Ecuación de continuidad.

Se aplica el principio de conservación de la masa a un fluido en movimiento considerando un diferencial de volumen cubico (figura 1.3).

Se cumple que:

$$\begin{aligned} \text{Flujo de masa} &= \text{Flujo de masa saliente} - \text{flujo de masa entrante} \\ &= (\rho + \delta\rho)(u + \delta u)\delta z\delta y - \rho u\delta z\delta y \\ &= (\rho\delta u + u\delta\rho + \delta\rho\delta u)\delta z\delta y \end{aligned}$$

Utilizando:

$$\delta u = \frac{\partial u}{\partial x} \delta x$$

$$\delta\rho = \frac{\partial\rho}{\partial x} \delta x$$

Se llega a la expresión:

$$\text{Flujo de masa} = \left(\rho \frac{\partial u}{\partial x} + u \frac{\partial\rho}{\partial x} + \frac{\partial\rho}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial x} \delta x \right) \delta x \delta y \delta z$$

Se puede despreciar el último término, que es mucho menor que los otros dos cuando δx tiende a 0. Se obtiene:

$$\text{Flujo de masa} = \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} \delta x \delta y \delta z$$

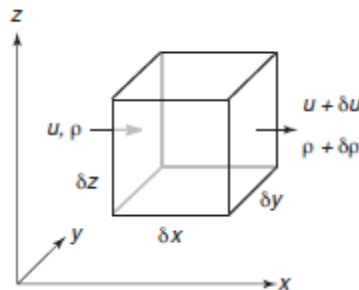


Figura 1.3. Diferencial de volumen utilizado para derivar la ecuación de continuidad (Stewart, 2008).

Considerando las 3 dimensiones del espacio:

$$\text{Flujo de masa} = \left(\frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} \right) \delta x \delta y \delta z$$

Este flujo de masa se tiene que compensarse con la masa que hay dentro del volumen:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} \delta x \delta y \delta z$$

Quedando la conservación de la masa:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} = 0$$

Operando se obtiene finalmente la ecuación de continuidad (Stewart, 2008):

$$\frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

Si se considera un líquido incompresible, es decir, un líquido cuya densidad es prácticamente constante, la ecuación de continuidad es (para un cálculo más detallado véase Stewart, 2008):

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3)$$

Es posible considerar el agua de mar como un líquido incompresible, lo que simplifica enormemente las ecuaciones del movimiento (Stewart, 2008).

Resumiendo brevemente, se han derivado 4 ecuaciones para resolver el problema del movimiento de un fluido. Existen 4 incógnitas: las 3 componentes de la velocidad u , v y w y la presión P . En principio sería posible obtener una solución, sin embargo las ecuaciones del movimiento son no lineales y en derivadas parciales, lo que hace casi imposible su resolución. Se pueden obtener soluciones numéricamente pero se siguen requiriendo cálculos complicados (Stewart, 2008). Por esta razón, se hace necesaria la utilización de simplificaciones, como la aproximación geostrófica, en la que está basado este trabajo.

1.2. Aproximación geostrófica.

El objetivo de la aproximación geostrófica es simplificar las ecuaciones del movimiento para obtener unas soluciones razonables que describan la dinámica de las masas de agua que se encuentran lejos de la superficie y de la costa, donde es posible despreciar las fuerzas de fricción. Es útil analizar el peso de cada uno de los términos de las ecuaciones del movimiento para esta situación, tomando los valores numéricos típicos para la distancia horizontal L , la velocidad horizontal U , la profundidad H , el parámetro de Coriolis f , la gravedad g y la densidad ρ (Stewart, 2008):

$$\begin{cases} L \sim 1000 \text{ km} & H_1 \sim 1 \text{ km} & f \sim 10^{-4} \text{ s}^{-1} & \rho \sim 10^3 \text{ kg/m}^3 \\ U \sim 0,1 \text{ m/s} & H_2 \sim 1 \text{ m} & g \sim 10 \text{ m/s}^2 \end{cases}$$

Estos valores son los representativos de una corriente típica situada a una latitud media ($\varphi = 45^\circ$). H_1 y H_2 son las profundidades vertical y horizontal respectivamente. Se designa como profundidad horizontal al cambio de profundidad típico en la horizontal para una isobara.

A partir de la ecuación de continuidad (ec. 3) es posible estimar un valor para la velocidad vertical W :

$$\frac{\partial w}{\partial z} = -\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) \rightarrow \frac{W}{H_1} = \frac{U}{L}$$

U es la velocidad horizontal, cuyas componentes son u y v . L es la distancia horizontal, que se puede escribir en coordenadas x e y . H_1 es la distancia en vertical, correspondiente con la dirección z en el sistema de coordenadas elegido.

$$W = \frac{UH_1}{L} = \frac{10^{-1}10^3 \text{ m}}{10^6} = 10^{-4} \text{ m/s}$$

El valor de la velocidad en vertical W es mucho menor que el valor de la velocidad en horizontal U . Este resultado ya había sido utilizado en el apartado 1.1.3 para simplificar la ecuación de Navier-Stokes (ec. 2).

La presión en vertical se calcula utilizando la expresión para el equilibrio hidrostático (Stewart, 2008):

$$P = \rho g H_1 = 10^3 10^1 10^3 = 10^7 \text{ Pa} \quad (4)$$

El cambio de presión en la horizontal es:

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{\rho g H_2}{L} = 10^{-2} Pa/m$$

La presión en vertical es mucho mayor debido al peso de las capas de agua que se sitúan por encima de una profundidad específica, mientras que el cambio de presión en la horizontal es muy pequeño.

El tiempo típico determinado por el valor de la velocidad horizontal es:

$$U = \frac{L}{T} \rightarrow T = \frac{10^6}{10^{-1}} = 10^7 s \sim 100 \text{ dias}$$

Se sustituyen estos resultados en las ecuaciones de Navier-Stokes, habiendo despreciado previamente las fuerzas de fricción, ya que se considera un sistema lejos de la superficie, la costa y el fondo marino.

Componente vertical z :

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} + 2\Omega u \cos \varphi - g$$

$$\frac{W}{T} + U \frac{W}{L} + U \frac{W}{L} + \frac{W^2}{H_1} = -\frac{1}{\rho} \frac{P}{H_1} + fU - g$$

$$10^{-11} + 10^{-11} + 10^{-11} + 10^{-11} = 10 + 10^{-5} - 10$$

Se considera que los términos en gris son despreciables con respecto al resto de términos, por lo que la ecuación del movimiento en aproximación geostrófica para la vertical es:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} = -g$$

Esto quiere decir que en vertical el sistema está en balance hidrostático, es decir, la velocidad no tiene componente vertical, por lo que no se produce movimiento de masas de agua en esta dirección. Este resultado justifica la utilización de la ecuación del equilibrio hidrostático (ec. 4) para la estimación de la presión vertical.

Componente x :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + 2\Omega v \sin \varphi$$

$$\frac{U}{T} + \frac{U^2}{L} + \frac{U^2}{L} + W \frac{U}{H_1} = \frac{gH_2}{L} + fU$$

$$10^{-8} + 10^{-8} + 10^{-8} + 10^{-8} = 10^{-5} + 10^{-5}$$

Se desprecian los términos de orden 10^{-8} y la ecuación del movimiento para la componente x queda:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} = fv$$

Repitiendo el mismo proceso para la componente y se obtienen finalmente las ecuaciones geostróficas, que suponen una gran simplificación con respecto a las ecuaciones de Navier-Stokes (ec. 2):

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} = fv; \quad \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} = -fu; \quad \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} = -g \quad (5)$$

En resumen, las ecuaciones geostróficas asumen que el sistema: (1) está en balance hidrostático en la vertical, (2) no existe aceleración (se desprecian todas las componentes de la derivada sustancial de la velocidad), (3) la velocidad vertical es despreciable frente a las velocidades horizontales ($u, v \gg w$) y (4) las fuerzas de fricción pueden ser ignoradas.

Todas estas asunciones conducen al siguiente resultado: en aproximación geostrófica, las fuerzas producidas por los gradientes de presión horizontales ($\partial P/\partial x$ y $\partial P/\partial y$) que presenta el fluido se compensan con las fuerza de Coriolis (fv y fu). Esto produce un movimiento horizontal con u y v las componentes x e y de la velocidad.

En el sistema oceánico no es fácil obtener datos directos de corriente, por lo que esta aproximación resulta considerablemente útil. Actualmente se utilizan sistemas que dan buenos resultados en la medida directa de corrientes, como los sistemas ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) que se basan en el efecto Doppler, pero este tipo de datos se vienen recogiendo desde hace pocos años. Para conocer la variación a más largo plazo de las corrientes sigue siendo útil la aproximación geostrófica.

Ya que los gradientes de presión no son fáciles de medir (Pond and Pickard, 1983) se hace necesaria la obtención de ecuaciones que permitan determinar la velocidad geostrófica de manera práctica, a partir de los datos hidrográficos de los que se dispone.

1.2.1. Cálculo de corrientes geostróficas a partir de parámetros hidrográficos.

El objetivo es utilizar los datos de salinidad, temperatura y presión obtenidos en las campañas oceanográficas realizadas por el IEO para calcular el campo de velocidades geostróficas. Estos datos se miden en puntos fijos, denominados estaciones, que están alejados una determinada distancia de la costa. Para cada estación se obtiene un perfil vertical de temperaturas y salinidades; es decir, el cambio de cada una de estas variables con la profundidad.

Para las distancias que se consideran en este trabajo, se puede aproximar la presión por medio de $p \sim -10^4 z$ Pa (Pond and Pickard, 1983), ya que para 1000 m la presión es $p \sim 10^6$ Pa y se puede suponer que esta relación es constante para el resto de profundidades. De esta manera, es posible usar indistintamente las magnitudes presión y profundidad (hablar de metros m de profundidad corresponde a hablar de decibares dbar de presión).

Para obtener una expresión que permita un cálculo práctico de la velocidad geostrófica es necesario introducir previamente un concepto que será útil en lo sucesivo: el geopotencial.

Geopotencial.

Se define como el trabajo necesario para elevar una unidad de masa desde la profundidad z_1 hasta z_2 en contra de la fuerza de la gravedad, sin tener en cuenta las fuerzas de fricción (Pond and Pickard, 1983).

$$\int_{z_1}^{z_2} d\Phi = \int_{z_1}^{z_2} g dz$$

Tiene unidades de energía por unidad de masa ($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} = \text{m}^2 \text{s}^{-2}$). Suponiendo g constante y utilizando la ecuación del equilibrio hidrostático (ec. 4) la variación de geopotencial puede escribirse en función de la presiones p_1 y p_2 que corresponden a las profundidades z_1 y z_2 respectivamente (Pond and Pickard, 1983).

$$\begin{aligned} \Phi_2 - \Phi_1 &= g(z_2 - z_1) = - \int_{p_1}^{p_2} \alpha dp = - \int_{p_1}^{p_2} \alpha_{35,0,p} dp - \int_{p_1}^{p_2} \delta dp \\ &= -\Delta\Phi_{\text{std}} - \Delta\Phi \end{aligned} \quad (6)$$

α se denomina volumen específico ($\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$) y es la inversa de la densidad ρ . El volumen específico se determina a partir de los valores de salinidad, temperatura y presión mediante tablas o expresiones polinómicas basadas en estudios de laboratorio (para información más detallada véase Pond and Pickard, 1983). Se puede descomponer en dos sumandos: $\alpha_{35,0,p}$ es el volumen específico para una muestra estándar de agua de mar de salinidad $S = 35$ y temperatura $T = 0^\circ\text{C}$ situada a una profundidad sometida a una presión p ; δ es la anomalía de volumen específico y representa la diferencia de densidad entre la muestra estándar y la muestra de agua seleccionada.

La variación de geopotencial entre dos profundidades queda descompuesta en un primer término que se denomina “distancia geopotencial estándar” $\Delta\Phi_{\text{std}}$ y solo depende de p ; y un segundo término $\Delta\Phi$, la “anomalía de geopotencial”. Este último término también es conocido como altura dinámica, ya que, si se aplica a $z = 0$, representa la altura de la superficie oceánica con respecto al geoide (la superficie a geopotencial constante que coincide con la superficie del océano en reposo). Estas anomalías en la altimetría son debidas al movimiento en el sistema oceánico (mareas, corrientes, etc) y a variaciones locales de la gravedad (Stewart, 2008).

Velocidad geostrófica entres dos estaciones oceanográficas.

Siguiendo el ejemplo del Pond and Pickard (1983), se consideran dos puntos A y B situados sobre la misma superficie isobárica (superficie cuyos puntos se encuentran a igual presión). La superficie a geopotencial constante (*level surface*) forma un ángulo i con la superficie isobárica, como se indica en la figura 1.4. La fuerza de la gravedad es perpendicular a cualquier punto de la superficie geopotencial.

La fuerza por unidad de masa debida a los gradientes de presión (*pressure force* en la figura 2.4) que actúa sobre una partícula de agua que se encuentra en el punto A es normal a la superficie isobárica (dirección n) y viene dada por la expresión $\alpha (\partial p / \partial n)$. En el punto B esta fuerza se ha representado en función de sus componentes normal y tangencial a la superficie geopotencial (véase la figura 1.4).

La componente normal se compensa con la fuerza de la gravedad. Este resultado confirma la tercera ecuación geostrófica (ec. 5) que expresa que los gradientes de presión verticales se compensan con la fuerza de la gravedad.

La componente tangencial también se puede expresar como:

$$\alpha \frac{\partial p}{\partial n} \sin i = \left(\alpha \frac{\partial p}{\partial n} \cos i \right) \frac{\sin i}{\cos i} = g \tan i$$

Como se ha deducido anteriormente, en la aproximación geostrófica las fuerzas de presión horizontales son compensadas por la fuerza de Coriolis y son las únicas fuerzas que componen el sistema dinámico. Por lo tanto la resultante en la dirección tangencial de las fuerzas de presión debe ser compensada por la fuerza de Coriolis cuya expresión ya conocemos (ec. 5).

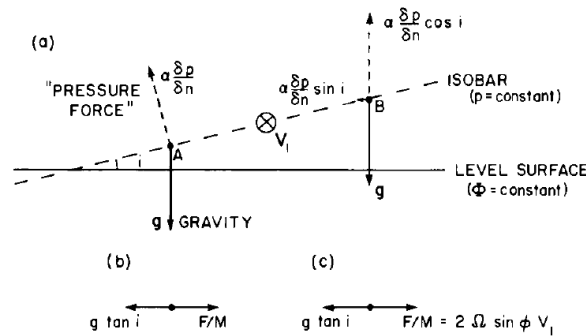


Figura 1.4. Términos de presión en relación con las superficies isobáricas y geopotenciales para el hemisferio norte (Pond and Pickard, 1983).

$$2\Omega \sin \varphi V_1 = g \tan i \quad (7)$$

Para que la fuerza de Coriolis tenga la misma dirección y sentido contrario a la fuerza resultante de las fuerzas de presión es necesario que V_1 sea perpendicular al plano del papel y tenga sentido entrante (en el hemisferio norte) (véase figura 1.4).

A continuación se supone una situación más práctica: se toman los perfiles de temperatura y salinidad en dos estaciones A y B separadas una distancia L para 3 profundidades distintas (véase Pond and Pickard, 1983). El esquema de la situación viene representado en la figura 1.5. Las líneas de puntos representan las superficies isobáricas y las líneas continuas las superficies a geopotencial constante.

La línea AB representa la superficie marina, que presenta una pendiente respecto a las superficies geopotenciales. Esta pendiente, como en los casos reales, no es conocida: no es posible medirla desde los buques oceanográficos aunque actualmente se utilizan mediciones por satélite que dan buenos resultados (Cheney and Marsh, 1981b).

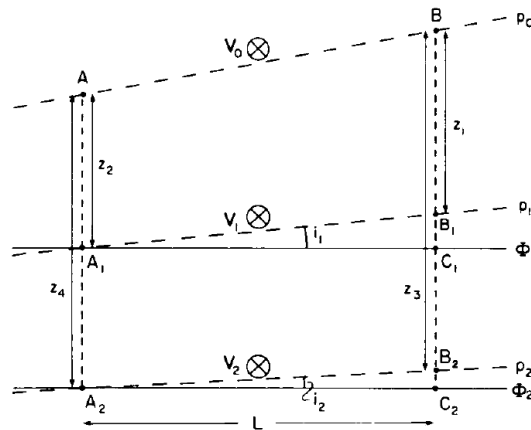


Figura 1.5. Para la derivación de la ecuación geostrofica (Pond and Pickard, 1983).

Las velocidades geostróficas entre los puntos A_1B_1 y A_2B_2 se puede determinar mediante la ecuación (7).

$$2\Omega \sin \varphi V_1 = g \tan i_1$$

$$2\Omega \sin \varphi V_2 = g \tan i_2$$

Restando:

$$2\Omega \sin \varphi (V_1 - V_2) = g (\tan i_1 - \tan i_2)$$

Teniendo en cuenta la geometría de la figura 2.5, se llega a la expresión (Pond and Pickard, 1983):

$$2\Omega \sin \varphi (V_1 - V_2) = \frac{g}{L} [(z_1 - z_3) - (z_2 - z_4)]$$

Aplicando la definición de geopotencial (ec. 6) se puede expresar:

$$g(z_3 - z_1) = - \left[\int_{p_1}^{p_2} \alpha_{35,0,p} dp + \int_{p_1}^{p_2} \delta_B dp \right]$$

$$g(z_4 - z_2) = - \left[\int_{p_1}^{p_2} \alpha_{35,0,p} dp + \int_{p_1}^{p_2} \delta_A dp \right]$$

Por lo tanto:

$$\frac{g}{L} [(z_1 - z_3) - (z_2 - z_4)] = \frac{1}{L} \left[\int_{p_1}^{p_2} \delta_B dp - \int_{p_1}^{p_2} \delta_A dp \right]$$

La ecuación para la velocidad geostrófica queda:

$$\begin{aligned} (V_1 - V_2) &= \frac{1}{L2\Omega \sin \varphi} \left[\int_{p_1}^{p_2} \delta_B dp - \int_{p_1}^{p_2} \delta_A dp \right] = \\ &= \frac{1}{L2\Omega \sin \varphi} [\Delta\Phi_B - \Delta\Phi_A] \end{aligned} \quad (8)$$

Esta ecuación relaciona la velocidad geostrófica con los datos prácticos obtenidos en las campañas oceanográficas. Como se ha visto anteriormente δ_A y δ_B se pueden determinar a partir de los datos de temperatura, salinidad y presión. Sin embargo, como normalmente no existen expresiones analíticas para determinar estas magnitudes es necesario convertir las integrales en sumatorios para las distintas profundidades (véase el ejemplo de la pag. 76 de Pond and Pickard, 1983).

El valor que se calcula a partir de la ecuación (8) es el correspondiente a la diferencia de velocidades entre el punto a presión p_1 y el punto a presión p_2 (velocidad relativa) promediada entre las estaciones A y B. Además solo se obtiene la componente de la velocidad perpendicular a la distancia entre A y B.

La determinación del sentido de la corriente sigue un convenio específico. Una de las reglas más usadas es que en el hemisferio norte las corrientes circulan dejando las aguas menos densas a su derecha, mirando en el sentido de circulación (*“lighter water on its right”*). El norte y el este se consideran los ejes positivos.

La velocidad geostrófica solo se puede calcular de manera relativa: la ecuación (8) calcula la diferencia de velocidades entre dos profundidades, por lo tanto es necesario contar con una velocidad conocida en alguna de las profundidades para obtener un valor absoluto. Es posible medir estos valores mediante correntómetros o con medidas de satélites para las velocidades de la superficie. El “método clásico”, que se usará en este trabajo, es determinar un nivel de referencia para el que se asume que la velocidad es 0. Esto es correcto para aguas profundas, donde la velocidad es muy pequeña o casi nula. Uno de los problemas de este método del nivel de referencia es que en estaciones cercanas a la costa, como es el caso en este trabajo, la profundidad varía mucho de una estación a otra y es muy probable que no alcance el nivel de referencia. Para solventar este problema se utilizan métodos de extrapolación que se explicaran en el capítulo 3.

Se puede concluir que la aproximación geostrófica es un buen método para determinar corrientes en sistemas en los que se puedan despreciar las fuerzas de fricción y donde se pueda realizar un muestreo periódico de datos hidrológicos. Además, el hecho de que de esta manera se calcule un promedio de la velocidad entre estaciones tiene como consecuencia que no se tengan en cuenta procesos que tienen lugar en cortos periodos de tiempo (Pond and Pickard, 1983). Por lo tanto, la aproximación geostrófica es también un método útil para estudiar procesos a escalas de tiempo más largas, filtrando el ruido de los datos.

Capítulo 2. Área de estudio y bases de datos

Ya que el objetivo del presente trabajo es el estudio de la circulación sobre el talud continental del mar cantábrico, es preciso aclarar estos conceptos. El talud continental es la zona donde se produce el cambio de pendiente entre la plataforma continental y la llanura abisal. La plataforma continental es la región en la periferia de los continentes que esta inundada por agua marina y que, junto al talud, representa la transición entre los continentes y los océanos. La llanura abisal es una región de muy baja pendiente constituida por corteza oceánica y que representa el 80% del fondo oceánico. Se pueden observar este tipo de estructuras en la figura 2.2, que representa la batimetría del Golfo de Vizcaya, la zona de estudio elegida.

En esta sección se realizará una pequeña introducción a las características del área de estudio seleccionada y las bases de datos utilizadas en este trabajo.

2.1. Circulación en el golfo de Vizcaya

2.1.1. Atlántico Norte.

El golfo de Vizcaya se encuentra en la cuenca oriental del Océano Atlántico. Este último esta dividido por una dorsal oceánica central con orientación norte-sur que hace que la circulación a ambos lados muestre patrones muy diferentes. Asimismo, el Atlántico Norte juega un papel muy importante en la circulación oceánica global ya que es una zona de producción de aguas profundas, siendo uno de los motores de la cinta transportadora de calor global (*Great Global Heat Conveyor Belt*).

El viento es el agente externo responsable de la circulación oceánica superficial y además, determina la circulación a gran escala para capas más profundas, ya que se produce un reajuste de la estructura del campo de densidades. La circulación atmosférica en el Atlántico Norte viene determinada por un giro de altas presiones subtropical conocido como “Anticiclón de las Azores” y un giro de bajas presiones subpolar, la “Borrasca de Islandia” (figura 2.1.). El Golfo de Vizcaya se encuentra situado al NE del anticiclón de las Azores.

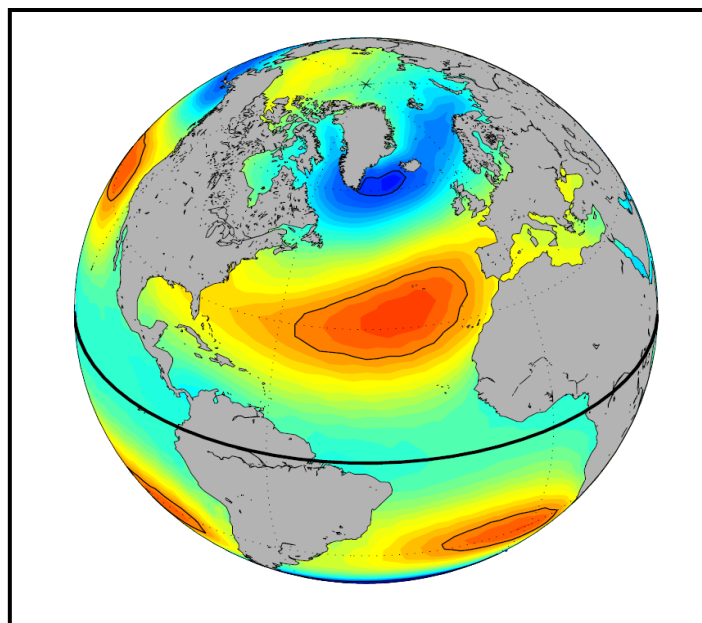


Figura 2.1. Anticiclón de las Azores y Borrasca de Islandia (González-Pola, 2006).

Esta distribución produce vientos hacia el este (*trades o alisios*) en la región tropical y vientos hacia el oeste (*westerlies*) en latitudes medias debidos al giro anticiclónico. Esta situación se caracteriza por una fuerte estacionalidad, responsable a su vez de la existencia de una fuerte diferenciación entre dos estaciones en latitudes medias. En verano el anticiclón de las Azores se refuerza, desplazándose hacia el norte, y la borrasca se debilita por lo que la dirección dominante de los vientos en la zona del golfo de Vizcaya es desde el NE. En invierno, la Borrasca de Islandia se refuerza y el anticiclón de las Azores se debilita, situándose sobre las Canarias, por lo que los vientos dominantes provienen del SW. Esto se ve reflejado en cambios también estacionales de la circulación oceánica.

También existe una gran variabilidad interanual en la dinámica atmosférica: las estaciones no empiezan siempre en los mismos días y sus características e “intensidad” son variables. Esta variabilidad puede relacionarse con un parámetro denominado índice de oscilación NorAtlantica (*North Atlantic Oscillation NAO*) que se define como la anomalía de la diferencia de presión entre el anticiclón de las Azores y la borrasca de Islandia en relación con su promedio climatológico. Cuando el índice NAO es positivo el anticiclón se sitúa en el SW de Europa produciéndose sequías en la zona mediterráneas y mas lluvia y viento en el NW de Europa. Cuando el índice NAO es negativo el efecto es el contrario y las lluvias son más intensas de lo normal en el sur de Europa.

2.1.2. Golfo de Vizcaya

El Golfo de Vizcaya se puede considerar como una cuenca adyacente del Atlántico Oriental. Está situado en el sistema de Corriente de Contorno Oriental (*Eastern Boundary Current EBC*) que va desde las Canarias, donde se produce afloramiento de aguas profundas, hasta la costa irlandesa. Los patrones de circulación en el Golfo de Vizcaya son débiles en comparación con las corrientes principales del atlántico Norte.

La topografía del fondo marino (batimetría) es uno de los aspectos determinantes en el comportamiento de las corrientes oceánicas. La batimetría de la costa cantábrica se caracteriza por un talud continental muy pronunciado y una plataforma continental muy estrecha (figura 2.2).

En Oceanografía, para describir de una manera más eficiente los procesos de circulación complejos, se da un nombre propio a las masas de agua que tienen un origen y un recorrido diferenciado. Cada masa de agua específica se diferencia de las demás por sus valores concretos de temperatura y salinidad, aunque por supuesto existen procesos de mezcla. Para determinar las masas de agua que existen en una determinada región se utilizan diagramas θS , donde θ es la temperatura potencial y S la salinidad.

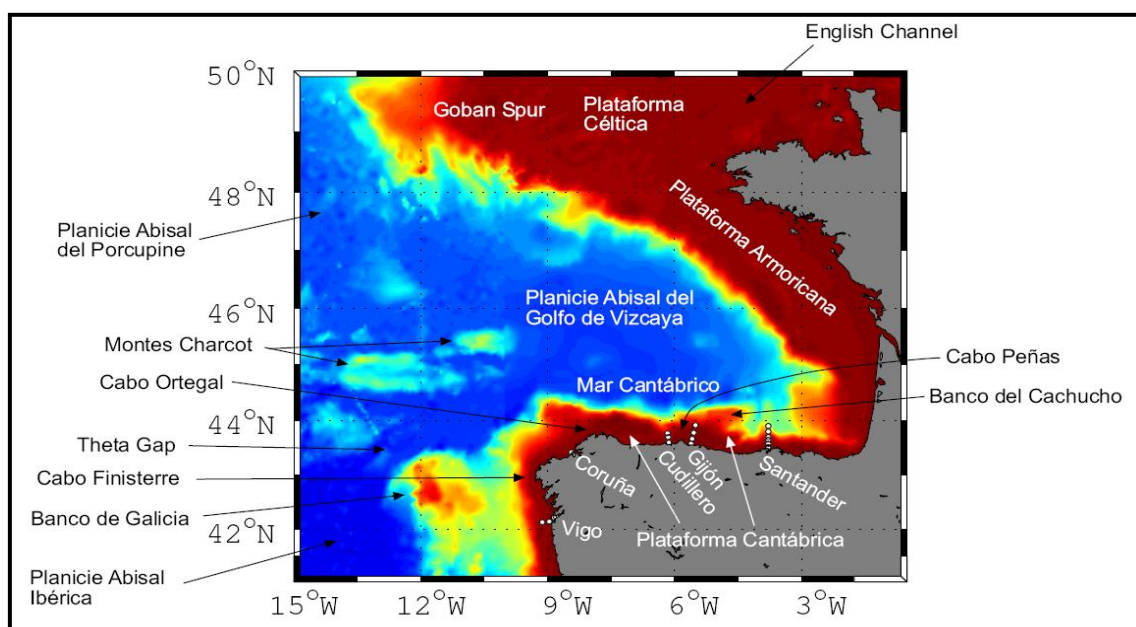


Figura 2.2. Batimetría del Golfo de Vizcaya con sus principales estructuras. Se marcan las estaciones de las radiales (González-Pola, 2006).

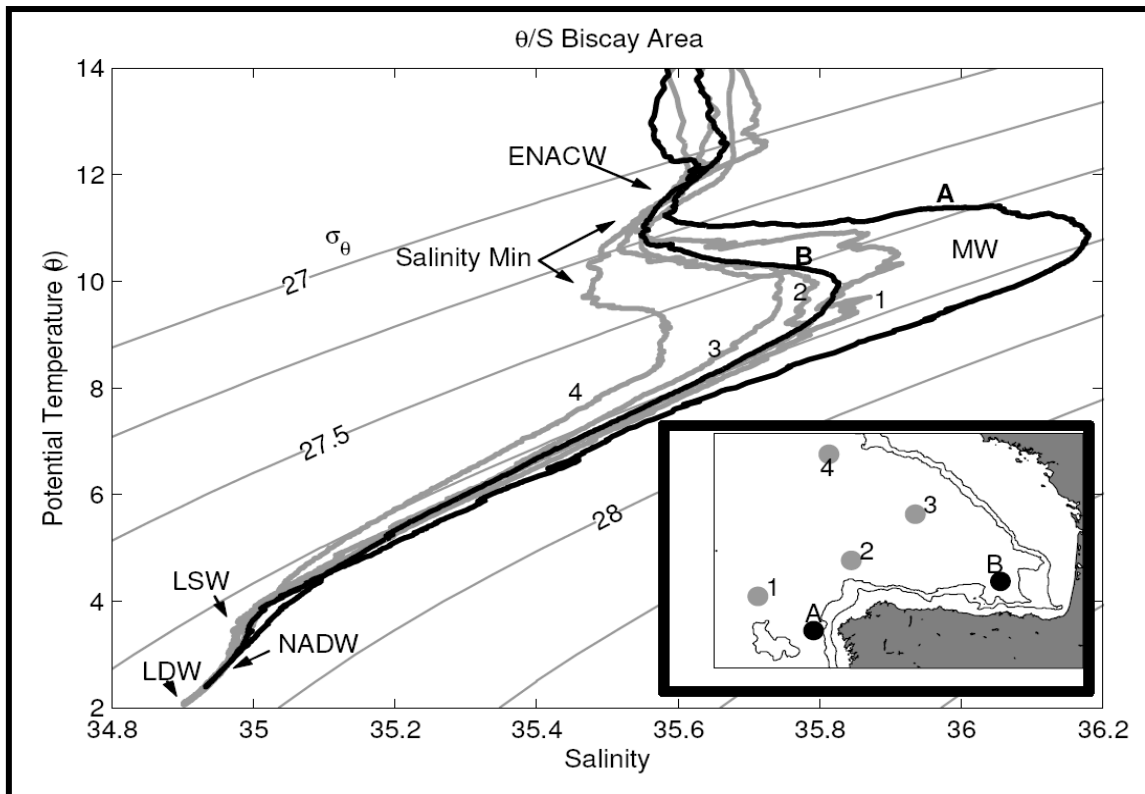


Figura 2.3. Diagrama θS para el Golfo de Vizcaya. Aparecen la ENACW, la MW, las aguas del Labrador (Labrador Sea Water LSW), agua profunda del atlántico norte (North Atlantic Deep Water NADW) y las aguas de fondo (Lowered Deep Water LDP) (González-Pola, 2006).

La temperatura potencial θ es la temperatura de la muestra de agua si se supone que ha sido llevada desde la profundidad a la que se encontraba hasta la superficie de manera adiabática, es decir, sin contacto térmico con el entorno. Es necesario definir esta magnitud si se toma la temperatura de la muestra en superficie o si hay movimientos verticales en el sistema, ya que el cambio de presión hace que el agua se expanda y pierda temperatura. De esta manera se evitan los efectos sobre la temperatura real de la muestra debidos a la pequeña compresibilidad que presenta el agua de mar.

En la figura 2.3 se muestra el diagrama θS característico para el golfo de Vizcaya, con las principales masas de agua especificadas.

La masa de agua más superficial que se reconoce es el agua central del atlántico NE (Eastern North Atlantic Central Water ENACW). Se forma en una región que va desde el NW de las Azores hasta la costa Europea (Pollard and Pu, 1985; Pollard et al, 1996) y se mueve siguiendo el anticiclón de las Azores. Cuando entra en el golfo de Vizcaya, a una latitud de 46°N aproximadamente, pierde velocidad (~1cm/s) y forma un giro anticiclónico principal que caracteriza la circulación regional (Collas 2003) (véase figura 2.4).

La siguiente masa de agua que se encuentra en el diagrama θS (figura 2.3) es el agua mediterránea (*Mediterranean Water* MW) que se caracteriza por un máximo de salinidad y una temperatura elevada. Esta masa de agua se forma por la mezcla de aguas del Golfo de Cádiz con aguas que fluyen del mar Mediterráneo a través del estrecho de Gibraltar. Después de su formación se dirige hacia el norte siguiendo el talud continental y en ocasiones se desgaja produciendo remolinos de alta densidad y temperatura que se denominan meddies (Richardson et al, 1991; Shapiro and Meschanov, 1996).

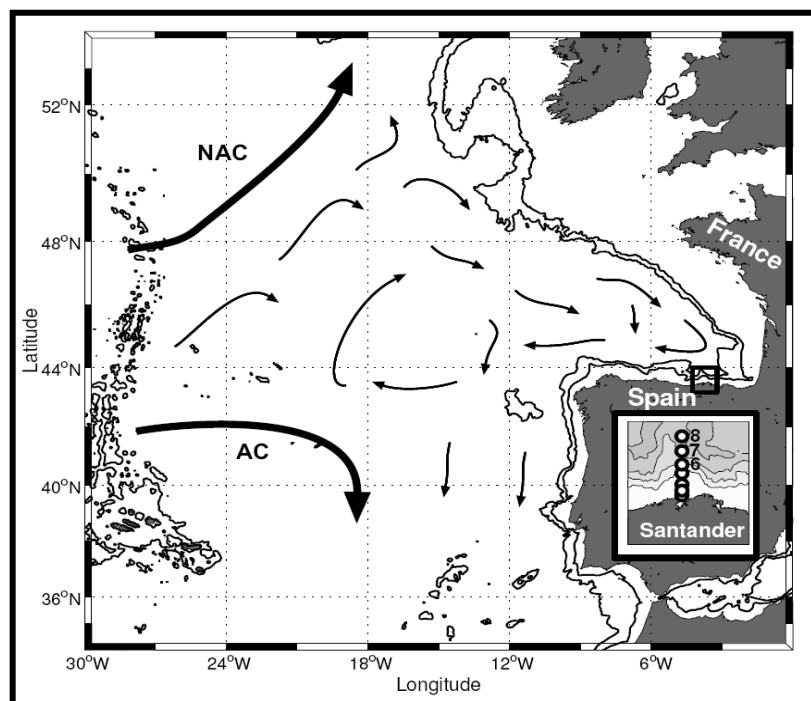


Figura 2.4. Patrón de circulación principal en el Golfo de Vizcaya. Las flechas más finas corresponden a la ENACW y las más oscuras a la corriente noratlántica (North Atlantic Current NAC) y la corriente de las Azores (Azores Current AC). Se especifica la sección de Santander. (González-Pola, 2006).

Iberian Poleward Current IPC

La IPC (*Iberian Poleward Current*) es una corriente típica de los sistemas EBC que, igual que la MW, sigue el contorno de la costa portuguesa. Mientras que la MW aparece a profundidades de 1000 m y circula por el talud exterior, la IPC es una corriente subsuperficial (núcleo entre 100 m y 200 m) que circula sobre la plataforma continental o ceñida a su borde, transportando aguas de origen meridional hacia el polo.

Cuando esta corriente llega a la costa gallega puede penetrar en el golfo de Vizcaya, circulando en sentido contrario al giro principal producido por la ENACW y desplazándose paralelamente al talud continental. Sin embargo este proceso no siempre se produce; la existencia de esta corriente en el Golfo de Vizcaya es intermitente y no se conocen muy bien las causas que determinan su presencia (Coelho et al, 2002; Peliz et al, 2003b).

Sin embargo sí que es posible determinar un patrón estacional de circulación (véase figura 2.5). Es en invierno cuando se produce la intrusión de la IPC en el Golfo de Vizcaya, que junto con los vientos de dirección SW inducen fenómenos de downwelling (hundimiento de aguas superficiales) a lo largo de la costa cantábrica. De hecho, esta corriente también se denomina Navidad Current NC ya que aparece en el mar Cantábrico en esa época. En verano la IPC no penetra en el golfo de Vizcaya y la circulación a lo largo de la costa tiene sentido contrario (hacia el oeste). Los vientos del NE fuerzan esta vez zonas de upwelling (afloramiento de aguas profundas), permanentes en la costa gallega pero intermitentes en zonas más orientales.

Estos patrones estacionales no se cumplen estrictamente, siendo habituales, por ejemplo, eventos de downwelling en verano y viceversa. Por lo tanto la variabilidad a una escala más corta (entre 3 y 14 días) es importante (Torres et al, 2003). Además también es posible la existencia de una variabilidad anual (algunos años no se observa señal de la IPC en el golfo de Vizcaya).

La propagación de la IPC a lo largo de la costa cantábrica es inestable, siendo habitual la aparición de meandros y eddies, remolinos desgajados de la propia corriente. Todo esto hace que una buena monitorización de la IPC sea complicada.

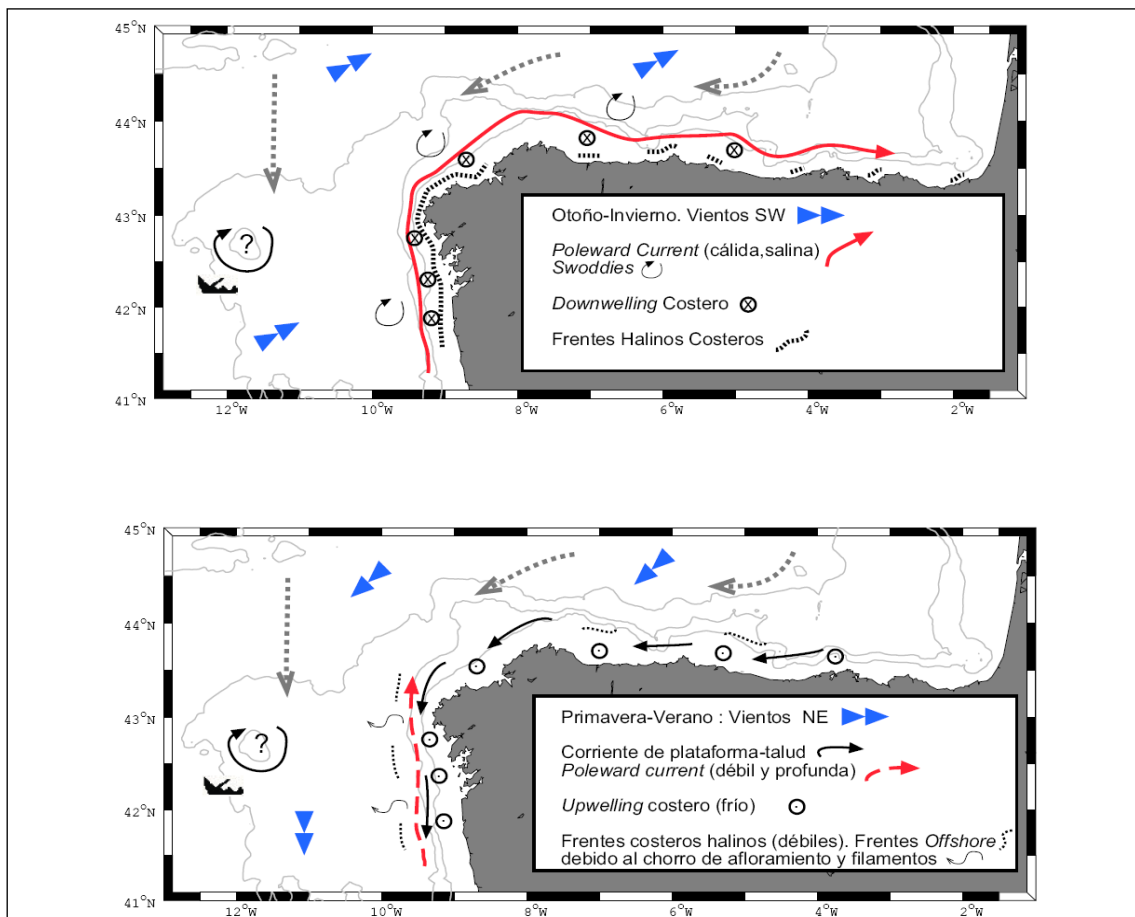


Figura 2.5. Patrones de circulación estacionales en el mar Cantábrico (González-Pola, 2006).

2.2. Proyecto RADIALES

Con el objetivo de conseguir una base de datos histórica sobre el sistema oceánico que dé una idea de cómo va cambiando a lo largo del tiempo se realizan en todo el mundo programas de monitorización sistemática proyectados a largo plazo. Varias organizaciones se encargan de mantener y gestionar grandes bases de datos haciendo un gran esfuerzo de colaboración para su homogeneización a nivel interestatal.

El IEO (Instituto Español de Oceanografía) también protagoniza proyectos a largo plazo que tiene como objetivo crear bases de datos extensas y exhaustivas. Las campañas de este tipo de proyectos se repiten periódicamente en zonas que se consideran representativas de las aguas que rodean la península ibérica y las islas. El proyecto RADIALES es uno de estos programas que promueve el IEO. Consiste en 8 secciones oceanográficas, líneas perpendiculares a la costa constituidas de varias estaciones donde se toman los datos, que se muestrean cada mes.

La autora de este trabajo tuvo la oportunidad de formar parte de una de las campañas oceanográficas del proyecto RADIALES (Marzo de 2015), participando en el proceso de obtención de datos. En esta campaña, a bordo del buque oceanográfico Ramón Margalef, se muestrearon las radiales de Santander, Gijón y Cudillero, tomando datos tanto hidrográficos como químicos y biológicos y realizando pescas de plancton.



Figura 2.6. Grupo de trabajo a bordo del B/O Ramón Margalef. Marzo 2015.

2.2.1. La sección de Santander.

La sección de Santander fue la escogida para la realización del presente trabajo ya que las últimas estaciones se encuentran sobre el talud continental (véase figura 2.2). La detección de la IPC sería más fácil en radiales situadas más hacia el oeste, ya que decae por fricción a lo largo de la costa cantábrica. La radial de Cudillero también cuenta con estaciones sobre el talud, pero se encuentra sobre un cañón submarino que hace que la circulación sea más complicada. En el resto de radiales las estaciones suelen estar sobre la plataforma costera.

Esta sección se compone de 7 estaciones oceanográficas numeradas de la 2 a la 8 por razones históricas. Las estaciones 2, 3, 4 y 5 se sitúan en la plataforma continental y sus profundidades aproximadas son 20 m, 50 m, 130 m y 220 m respectivamente. Las estaciones 6, 7 y 8 se encuentran sobre el talud, con profundidades de 760 m, 2300 m y 2800 m. El borde del talud, por donde se supone que circula la IPC, se encuentra entre las estaciones 5 y 6.

Se dispone de datos desde finales de 1991 y en el presente trabajo se han utilizado los datos obtenidos hasta diciembre de 2014. Al comienzo de la serie temporal (hasta 1994) se muestreaban solamente las estaciones 2, 4 y 6; en 1994 es cuando se incluyen el resto de estaciones. A partir de 2006 se decide no realizar la estación 8. La intención es hacer muestreos mensuales, pero no siempre es posible debido a las condiciones meteorológicas o a la disponibilidad del buque oceanográfico. En el diagrama de ocupación (figura 2.7) se muestran las estaciones realizadas en cada campaña oceanográfica.

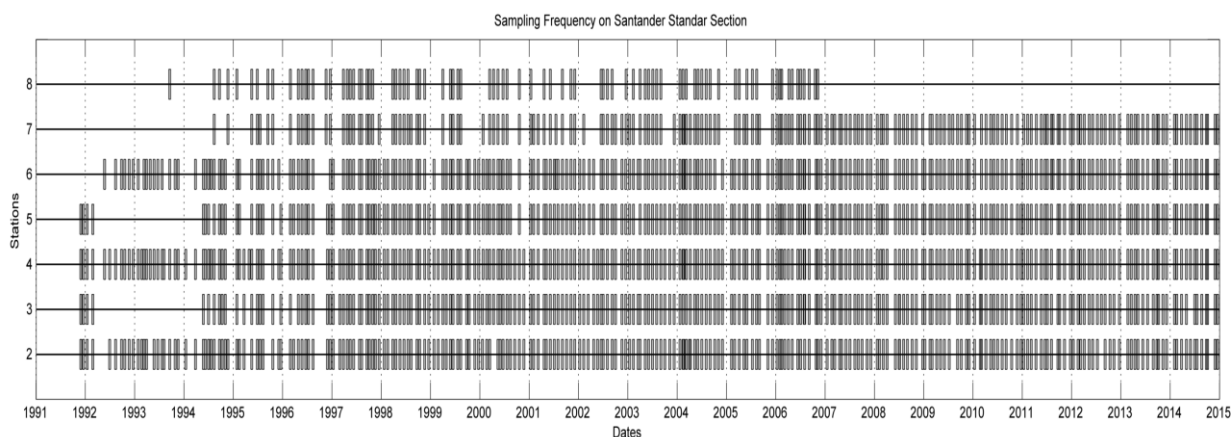


Figura 2.7. Diagrama de ocupación de la radial de Santander.

El hecho de que el intervalo de muestreo sea irregular tiene como consecuencia que el análisis de los datos sea más complicado, ya que hay que considerar las particularidades y las incidencias que tuvieron lugar en cada una de las campañas. En el apéndice 2 se enumera las secciones oceanográficas que no han sido consideradas para la obtención de resultados y se explica por qué razón. Por ejemplo, en algunos casos el muestreo de la radial ha tenido que hacerse en varios días, y esos datos solo se pueden tratar juntos si el intervalo de tiempo entre las dos medidas es de unos pocos días. Para periodos más largos de tiempo es posible que la estructura oceánica haya cambiado bastante.

El buque oceanográfico Rioja y, en los últimos años, el Ramón Margalef, fueron los encargados de realizar los muestreos en las radiales de Santander, Gijón y Cudillero.



Figura 2.8. Buque Oceanográfico Ramón Margalef (www.ieo.es).

2.2.2. Obtención de datos

La autora de este trabajo pudo comprobar de primera mano como es el procedimiento de muestreo en una campaña oceanográfica. Cuando el buque oceanográfico llega a una estación de la radial se mantiene en una posición fija mediante un sistema de geoestacionamiento. Los datos se obtienen mediante una estructura de aluminio llamada roseta, donde están sujetas varias botellas numeradas (figura 2.9).

También lleva integrado un dispositivo CTD (Conductivity Temperature and Depth) que proporciona medidas de presión, salinidad y temperatura, y un ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) que hace medidas directas de corriente por efecto Doppler.

La roseta se sumerge en el mar con un cable coaxial mediante el cual se puede controlar desde la superficie el cierre de botellas y los datos que va recogiendo el CTD. Se cierran botellas a distintas profundidades y una vez están en la superficie se utiliza el agua recogida para obtener muestras biológicas y químicas (biomasa, clorofila, oxígeno etc).



Figura 2.9. Roseta utilizada para el muestreo de las radiales y detalle del CTD.

Los datos que son interesantes para este trabajo son los datos hidrográficos obtenidos por el CTD. El CTD es un instrumento compuesto por un conjunto de sensores que miden la salinidad, la temperatura y la presión de la masa de agua en la que se encuentran sumergidos. Los valores de salinidad derivan de las mediciones tanto de conductividad como de temperatura y presión, y la profundidad se determina a partir de la presión.

Las series de datos utilizados en este trabajo se organizan en archivos .mat que contienen todas las medidas realizadas en una fecha determinada. En concreto se utilizarán los datos de temperatura, expresados en °C, presión en dbar (medidas cada 1dbar = 1m) y salinidad, calculada mediante el procedimiento PSU, que equivaldría aproximadamente a expresar las salinidades en g de sal por kg de agua (Pond and Pickard, 1983).

Capítulo 3. Metodología.

3.1. Métodos de extrapolación.

Como se ha explicado en el apartado de introducción teórica, la ecuación práctica para determinar la velocidad geostrofica (ec. 8) solo sirve para calcular la diferencia de velocidades entre dos profundidades. Por lo tanto, para obtener valores absolutos es necesario tomar un nivel de referencia en el que se considere la velocidad conocida. En este trabajo se ha elegido como nivel de referencia 500 m, suponiendo que a esa profundidad la masa de agua tiene una velocidad tan pequeña que podemos considerarla como nula.

Para obtener la velocidad geostrofica, se calculan primero las alturas dinámicas o anomalías de geopotencial $\Delta\Phi$ para cada estación oceanográfica (véase el ejemplo de la pag. 76 de Pond and Pickard, 1983). Como se trata de una integral que va sumando los valores de la anomalía de volumen específico δ desde el nivel de referencia hasta la superficie (ec. 6), el valor en el nivel de referencia será 0 e irá aumentando a medida que disminuya la profundidad. Estos valores se pueden calcular para las estaciones 6, 7 y 8, que están más alejadas de la costa y tienen profundidades mayores que 500 m. Sin embargo, el resto de estaciones no son tan profundas (este 200 m y 20 m de profundidad) y no llegan al nivel de referencia, por lo tanto no hay datos suficientes para calcular la altura dinámica de la misma manera.

Si en esos casos el nivel de referencia se cambia para que coincida con la profundidad de la estación, los valores de altura dinámica obtenidos no serían comparables con los calculados para el resto de estaciones, ya que para profundidades menores de 500 m la velocidad de la masa de agua no es despreciable. Por lo tanto, se estarían calculando velocidades relativas a la velocidad del fondo, que no es conocida.

Para evitar estos problemas existen métodos de extrapolación que permiten determinar cuál es la velocidad, o la altura dinámica, en el fondo de las estaciones que no llegan al nivel de referencia. En concreto en este trabajo se ha utilizado el método de extrapolación de Reid-Mantyla.

3.1.1. Método de Reid-Mantyla.

Varios estudios demuestran que los perfiles de alturas dinámicas $\Delta\Phi$ no son independientes para cada estación oceanográfica, si no que tienen una continuidad horizontal, es decir, los valores de esta magnitud entre dos estaciones están correlacionados (Brunson and Elliot, 1974). El método de Reid-Mantyla (Reid and Mantyla, 1976) consiste precisamente en extrapolar la pendiente de la altura dinámica entre el par de estaciones anterior a la estación que no llega al nivel de referencia.

A continuación se detalla el procedimiento a seguir. En primer lugar, se calculan las alturas dinámicas para toda la sección, utilizando como nivel de referencia la profundidad de las estaciones para los casos en los ésta sea menor que el nivel de referencia elegido (500 m en este trabajo). Después, para la primera estación que queda fuera del nivel de referencia, se calcula el valor de $\Delta\Phi$ que tendría el punto más profundo si siguiera la misma tendencia que en las dos estaciones anteriores. Es decir, se supone que la evolución de la altura dinámica es extrapolable entre estaciones.

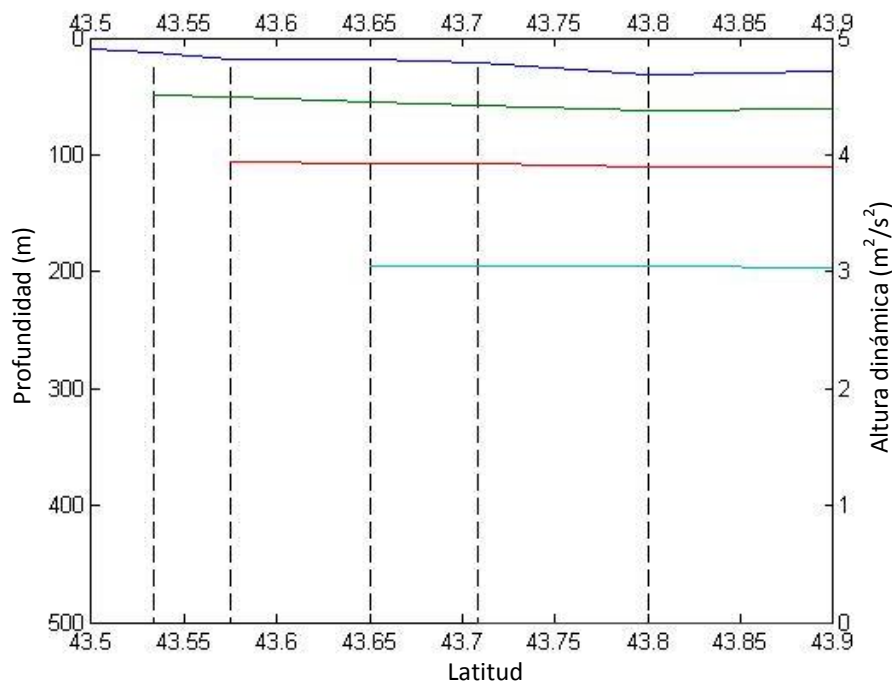


Figura 3.1. Ejemplo de la extrapolación de las alturas dinámicas para la sección oceanográfica de Abril de 2006. Las líneas discontinuas representan las estaciones, coincidiendo la número 2 con el eje de la izquierda y la número 8 con el eje de la derecha.

En la figura 3.1 se toma como ejemplo la extrapolación de las alturas dinámicas realizada para la sección oceanográfica de Abril de 2006 en la radial de Santander, en la que se muestrearon todas las estaciones, de la 2 a la 8. La primera extrapolación (último tramo de las líneas) se hace para la estación 5, que tiene una profundidad de alrededor de 200 m. Se buscan los valores de $\Delta\Phi$ de las dos estaciones anteriores, la 6 y la 7, para 200 m de profundidad, y se calcula su pendiente. Con esta misma pendiente, se calcula el valor que tendría la altura dinámica en la estación 5 a 200 m y se suma a todo el vector de alturas dinámicas calculado anteriormente para esta estación. Este proceso se repite para el resto de las estaciones más interiores, utilizando siempre las dos anteriores para realizar la extrapolación.

Finalmente, la velocidad geostrófica se obtiene restando los valores de $\Delta\Phi$ a partir de la ecuación (8).

Este método de extrapolación resulta dar muy buenos resultados, habiendo sido comparado con otros métodos y probada su fiabilidad. Reid and Matyla (1976) compararon los valores de alturas dinámicas obtenidos mediante extrapolación con los datos de altura del nivel de mar y obtuvieron una buena correspondencia. Smith et al (2000) comparó los datos obtenidos del cálculo de la velocidad geostrófica extrapolada con datos directos de corriente (recogidos mediante correntómetros ADCP) medidos sobre la plataforma continental. Pudo comprobar cómo la aproximación geostrófica extrapolada es capaz de determinar los patrones de corriente principales, pero no es sensible a los patrones originados a más pequeña escala, tanto temporal como espacial. Además daba mejor resultado para aguas superficiales que para los tramos más profundos.

La conclusión es que este es un método válido para determinar las corrientes en la plataforma continental cuando no se dispone de medidas directas, siempre teniendo en cuenta sus limitaciones.

Este procedimiento es el que se ha implementado, utilizando Matlab como herramienta de programación, para calcular la velocidad geostrófica. Los scripts utilizados pueden consultarse en el apéndice 1. En algunas secciones oceanográficas los datos solo fueron tomados hasta la estación 6. En esos casos no hay datos suficientes para calcular una pendiente y se extrapola a la estación 5 de manera horizontal (simplemente sumando el valor $\Delta\Phi$ de la estación 6 a la misma profundidad). Esta variante fue uno de los primeros métodos de extrapolación utilizados (Helland-Hansen, 1934).

3.2. Útiles de programación.

Para la realización de este trabajo se ha utilizado la librería Seawater, una librería de Matlab desarrollada por Phillip P. Morgan (CISRO Marine Laboratories). Se trata de un compendio de funciones ya implementadas que calculan algunos de los parámetros oceanográficos más importantes. En concreto se han utilizados las funciones `sw_dynh` para calcular las alturas dinámicas, `sw_dist` para la distancia entre estaciones y `sw_f` para el parámetro de Coriolis (véase el scrip completo en apéndice 1)

Capítulo 4. Resultados y discusión.

Se han calculado las velocidades geostróficas mediante un script, compuesto de varias funciones, implementado en Matlab expresamente para ello (apéndice 1), valiéndose de las secciones oceanográficas que aparecen indicadas en el apéndice 2. Se ha decidido utilizar exclusivamente los datos obtenidos entre los años 1994 y 2014, ya que para los años anteriores las medidas realizadas solo llegaban hasta una profundidad máxima de 200 m, la cual queda por encima del nivel de referencia.

En las secciones en las que no aparecían valores en superficie, hecho habitual debido al fuerte oleaje y el tiempo que necesitan los aparatos de medida para atemperarse, se ha optado por sustituirlos por el primer valor medido. En los casos en los que en la sección faltaba alguna estación intercalada, se ha eliminado y se ha calculado la velocidad geostrófica entre las dos estaciones adyacentes, con su consecuente pérdida de información.

El resultado obtenido son campos de velocidades geostróficas, extrapoladas para la batimetría de la costa y cubriendo una extensión que llega hasta, aproximadamente, 50 km (estación 8) mar adentro.

Utilizando estos campos de velocidades se han intentado cuatro cosas: (1) describir y cuantificar la estructura de la circulación plataforma-talud, (2) determinar la variabilidad temporal de la IPC; (3) determinar si se reconocen los patrones estacionales de circulación predichos por la literatura (véase capítulo 2); y (4) determinar si, mediante los campos de velocidades aquí obtenidos, se puede llegar a identificar eventos puntuales conocidos que tuvieron lugar en años concretos.

Para poder ilustrar estos resultados, este capítulo se ha organizado en dos grandes secciones. En una primera sección se mostrarán y discutirán varios ejemplos de entre todos los campos de velocidades geostróficas contruidos utilizando los datos oceanográficos disponibles para la radial de Santander. En el siguiente apartado, se analizará más ampliamente la variabilidad que presentan estos campos de velocidades.

4.1. Campos de velocidades geostróficas.

Como ya ha sido apuntado en el capítulo de introducción y en los párrafos anteriores, el principal objetivo de este trabajo ha sido calcular los campos de velocidades geostróficas utilizando el mayor número posible de las secciones oceanográficas disponibles para la radial de Santander, entre los años 1991 y 2014.

Este objetivo ha sido cumplido con éxito, habiéndose podido determinar el campo de velocidades para casi todas las fechas disponibles (ver apéndice 2).

Dado que la serie de datos es muy extensa, a la hora de ilustrar los resultados del trabajo realizado se ha optado por elegir las secciones de febrero y agosto de 2014. Esta elección está basada en el hecho de que es, precisamente, en estos dos meses cuando se registran los eventos más extremos, esto es, las mínimas velocidades negativas y las máximas positivas para este año (véase apartado siguiente).

Los campos de velocidades obtenidos para estas dos fechas aparecen entonces representados en la figura 4.1. Llegados a este punto, resulta necesario puntualizar que, mediante la aproximación geostrófica, lo que se calculan son velocidades promedio entre dos estaciones. Por lo tanto, los datos calculados se estructuran en perfiles verticales de velocidades obtenidos para los puntos medios entre cada par de estaciones (puntos marcados en blanco en el eje superior de las figuras 4.1 y 4.2). Resumiendo, el campo de velocidades representado constituye un análisis objetivo (o *kriging*: método geoestadístico de interpolación/extrapolación) de los datos, que se obtiene mediante las herramientas graficas disponibles en Matlab.

Se puede observar claramente como la circulación geostrófica tiene un sentido hacia el oeste en el mes de Agosto y hacia el este en el mes de Febrero, tal y como aparece recogido en la literatura científica (por ejemplo, Wooster et al., 1976). Además, en ambos casos las corrientes más intensas se registran sobre la plataforma continental. Asimismo, en agosto se puede apreciar la aparición entre las estaciones 4 y 5 de un núcleo de corriente más intensa cerca de la superficie y con sentido hacia el oeste.

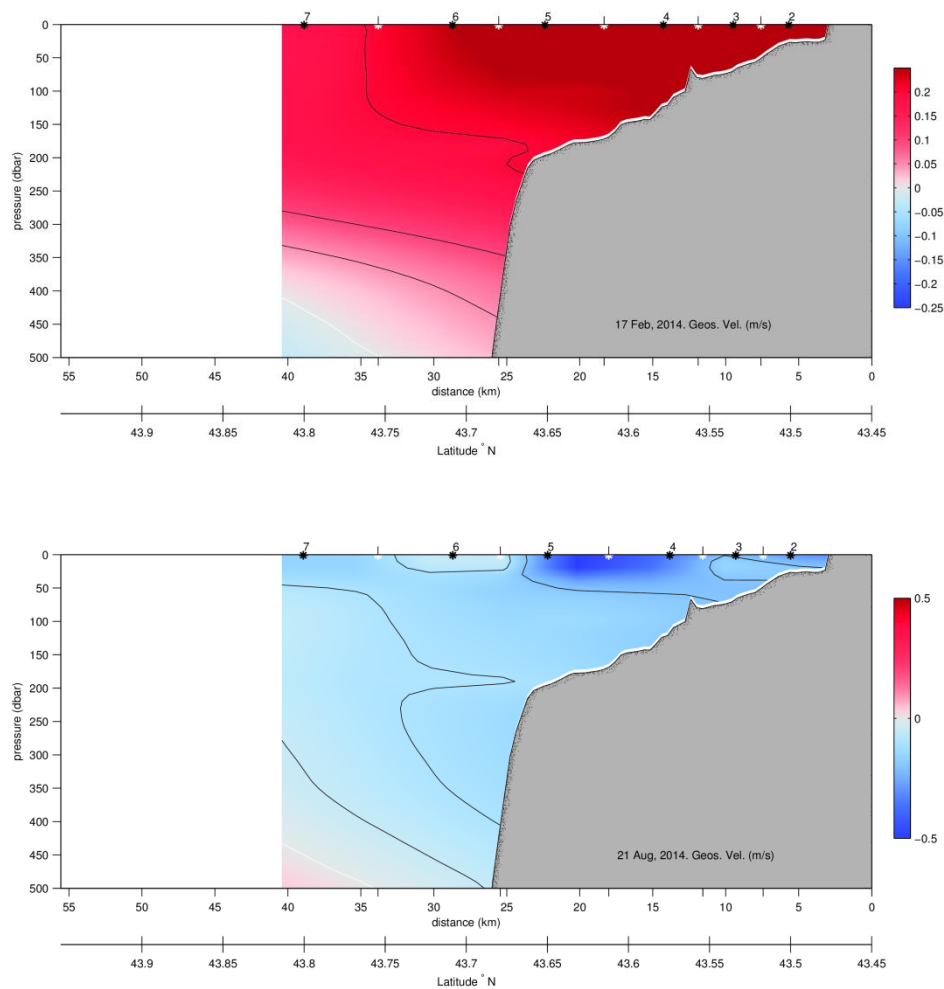


Figura 4.1. Campo de velocidades geostróficas para Febrero (arriba) y agosto (abajo) de 2014

Cuando la IPC penetra en el Golfo de Vizcaya suele circular ceñida al borde de la plataforma y exhibir un núcleo bien definido (Bode et al, 2012). Esta estructura se puede apreciar en otro de los ejemplos escogidos: la serie de abril de 2006 (figura 4.2). En esta serie, se puede observar cómo, cerca de la superficie, hace aparición un núcleo de corriente más intensa hacia el este entre las estaciones 6 y 7.

Además, en esta sección aparecen intercaladas zonas con velocidades con sentidos opuestos: cerca de la costa la velocidad tiene sentido oeste; alrededor de la estación 5, la circulación es casi nula o ligeramente hacia el oeste; entre las estaciones 6 y 7 aparece el núcleo descrito en el párrafo anterior; y finalmente, en la estación 8 el sentido de la velocidad vuelve a invertirse.

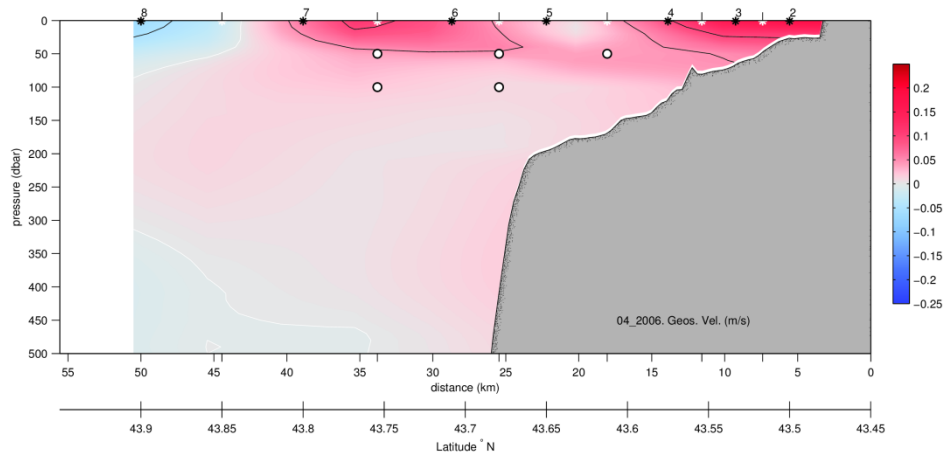


Figura 4.2. Campo de velocidades geostróficas de abril 2006. Los puntos marcados son los utilizados para la representación de series temporales.

En conclusión, ha sido generada una base de datos de velocidades geostróficas que sirve para describir y cuantificar la estructura de la circulación y que puede ser consultada cuando sea necesario. Con este apartado se ha pretendido dar una idea de la naturaleza de estos datos, de cómo son sus representaciones y qué estructuras son capaces de mostrar. Es en el apartado siguiente en el que se hará un estudio más exhaustivo mediante el análisis de series temporales.

4.2. Series temporales.

Para poder visualizar la variación de la velocidad geostrófica a lo largo del periodo de tiempo muestreado, se ha optado por elegir unos puntos concretos del campo de velocidades y representarlos respecto al tiempo. Los puntos elegidos son los que aparecen representados en la figura 4.2; estos puntos corresponden a las profundidades de 50 y 100 m entre las estaciones 5-6 y 6-7, y a la profundidad de 50 m entre las estaciones 4-5. Puesto que la IPC circula ceñida al borde del talud continental (Bode et al 2012) y constituye una corriente subsuperficial (véase capítulo 2), resulta razonable considerar que estos puntos puedan resultar útiles para determinar la aparición de esta corriente.

La representación de las series temporales para estos 5 puntos se muestra en la figura 4.3. Los picos en la parte positiva de la grafica representan eventos de corrientes hacia el este, debidas a la entrada de la corriente IPC en el Golfo de Vizcaya y a los vientos de dirección SW. Estos picos van asociados a fenómenos de downwelling a lo largo de la costa. Los picos en la parte negativa representan corrientes hacia el oeste, relacionadas con los vientos NE y asociados a los fenómenos de afloramiento costero (upwelling) típicos de épocas estivales en la costa Cantábrica (véase capítulo 3.)

Respecto al valor absoluto de la velocidad de las corrientes, se puede observar como los picos máximos se producen alrededor de 0,4 m/s en los dos sentidos. Al mismo tiempo, la velocidad media se mueve en torno a valores mucho menores, alrededor de 0,1 m/s, coincidiendo con los valores que son mencionados en la literatura (Pingree and Le Cann, 1990; Péliz et al, 2003).

En general, es posible apreciar como los valores para las profundidades de 100 m suelen ser más moderados. Sin embargo, también es posible observar eventos, como los que tuvieron lugar en 1998 o 2010, durante los cuales la IPC mostró una mayor penetración.

Los eventos IPC más importante que se pueden observar en estas graficas son los de 1998, 2006-2007, y 2013. Cabe destacar también que durante los años 2009-2010 la velocidad fue siempre hacia el este, y que durante el período 2004-2005 casi no se observan eventos IPC importantes. Los eventos de 1998 y 2006-2007 coinciden con años de intensidad de IPC máxima ya registrado en otros trabajos (García Soto, 2002; Le Cann and Serpette, 2009). Sin embargo, la aparición de estos eventos extremos es muy variable dependiendo de los métodos de análisis que se utilice para determinarlos (González-Nuevo, 2015), dando incluso resultados contrarios. Además, se debe tener en cuenta que los datos de los que se dispone han sido recogidos un día en concreto y, debido a la variabilidad que presenta la circulación en esta zona, que no se haya detectado un evento ese día específico del mes no significa que no haya ocurrido.

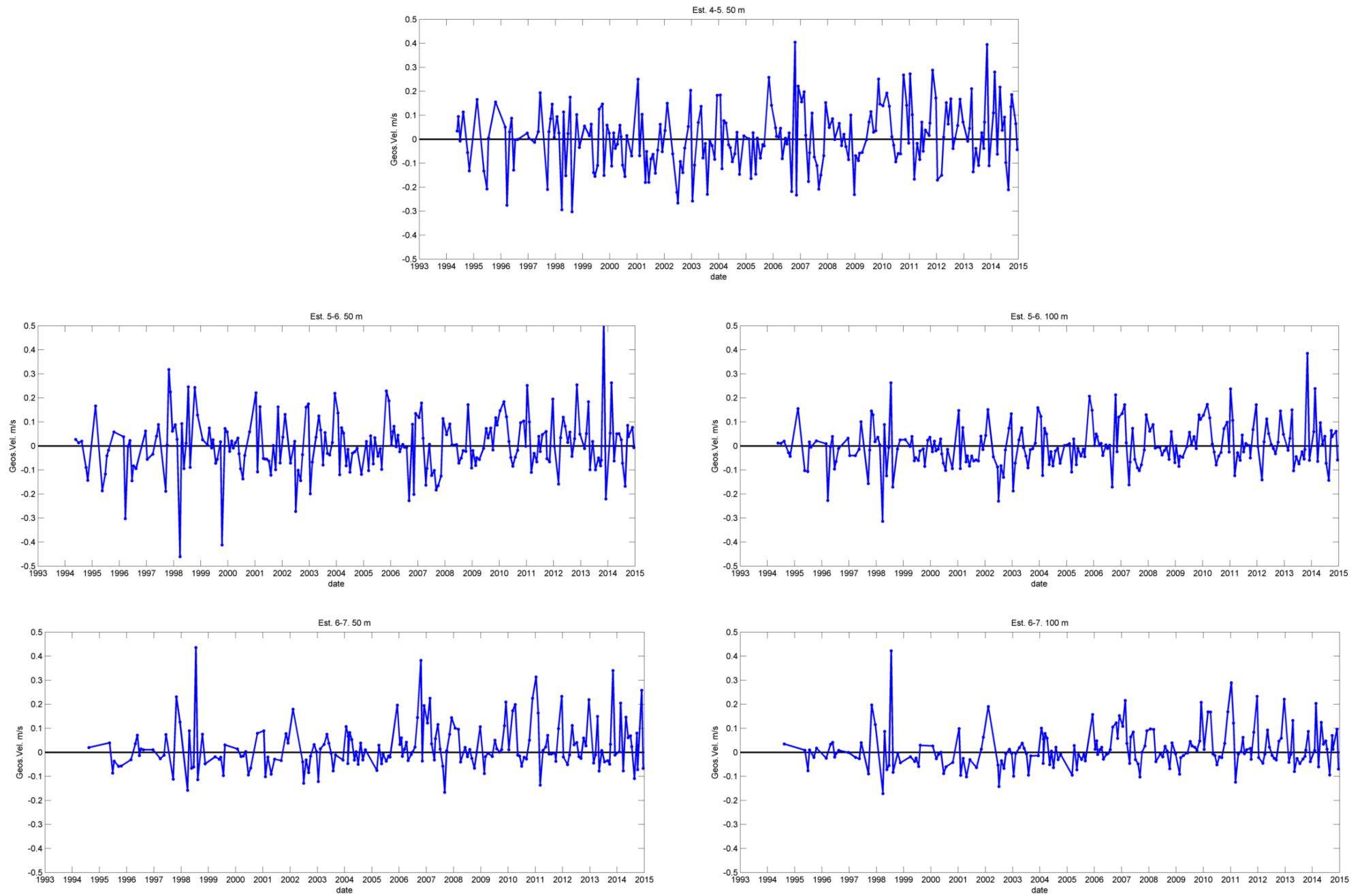


Figura 4.3. Series temporales para las velocidades geostróficas entre 1994 y 2014 para los puntos seleccionados en la figura 4.2.

A simple vista es difícil apreciar alguna tendencia en las series temporales; sería necesario para ello un estudio estadístico más detallado y una mejor selección de los puntos representativos. De todas formas, en la grafica de plataforma (est. 4-5 a 50 m) si que se pude intuir cierta tendencia: los picos positivos se hacen más frecuentes y más intensos en los últimos tiempos (a partir del 2005 aproximadamente), en comparación con los primeros valores de la serie temporal.

Para intentar ver mejor esta tendencia se representan los valores medios anuales, el valor máximo anual y el valor mínimo anual correspondientes al punto entre las estaciones 4-5 a 50 m de profundidad, que es en el que mejor se intuye la tendencia, en la figura 4.4.

Se observa más claramente la tendencia hacia velocidades positivas tanto en los promedios anuales como en los valores máximos y mínimos. Además, tanto los valores máximos como los mínimos presentan ciclos de eventos más y menos intensos que parecen. Estas crestas además se repiten con una frecuencia de entre 4 y 5 años.

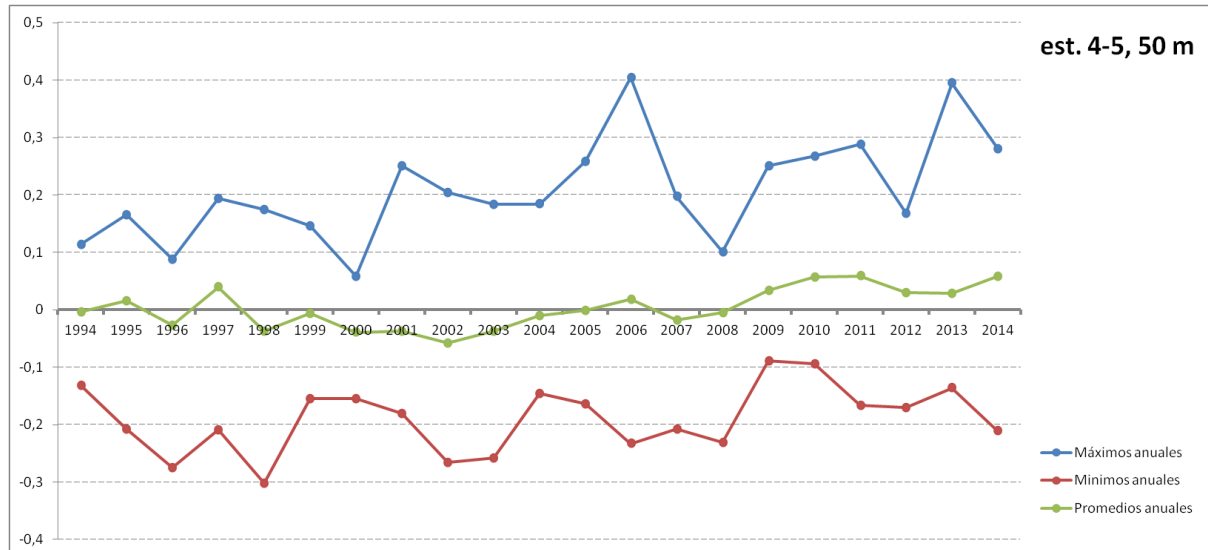


Figura 4.4. Promedios, máximos y mínimos anuales de la velocidad geostrófica para el punto entre las estaciones 4-5 a una profundidad de 50 m.

Esta estructura cíclica puede explicarse a partir de la variabilidad de los fenómenos atmosféricos a gran escala, que tendrían también su efecto sobre las corrientes oceánicas.

El hecho de que las velocidades presenten una tendencia hacia valores positivos representa un aumento de la intensidad de las corrientes hacia el este, mientras que la intensidad de las corrientes hacia el oeste disminuye. Si esta tendencia se constata, las consecuencias para el sistema ecológico marino pueden ser muy importantes: las corrientes hacia el oeste están asociadas a fenómenos de upwelling o afloramiento, los cuales van asociados al desarrollo de zonas de abundancia de nutrientes y nichos de pesca importantes. La disminución en intensidad y frecuencia de estos eventos tendría consecuencias tanto a nivel ecológico como socio-económico debido a sus efectos directos sobre la pesca. Esta tendencia respalda los resultados en el mismo sentido que aparecen recogidos en otros trabajos (Pérez et al, 2010).

La intensidad de la IPC también ha sido correlacionado con el índice NAO y con otros patrones atmosféricos, pero la relación aún no está clara (García Soto, 2002;) y sigue siendo una cuestión abierta (Teles-Machado, 2015).

4.2.1. Variabilidad estacional.

Para determinar si los datos de los que disponemos muestran variabilidad estacional, se ha optado por agruparlos por meses y hacer una media trimestral con la intención de observar alguna tendencia. Los resultados de este estudio para los puntos elegidos están representados en la figura 4.5.

Se observa una tendencia clara: los máximos tiene lugar en los meses de invierno y los mínimos en los meses de verano, sin embargo la dispersión de los datos es importante. Esta dispersión es máxima para los meses de invierno, que es precisamente cuando la IPC hace su aparición en el Golfo de Vizcaya.

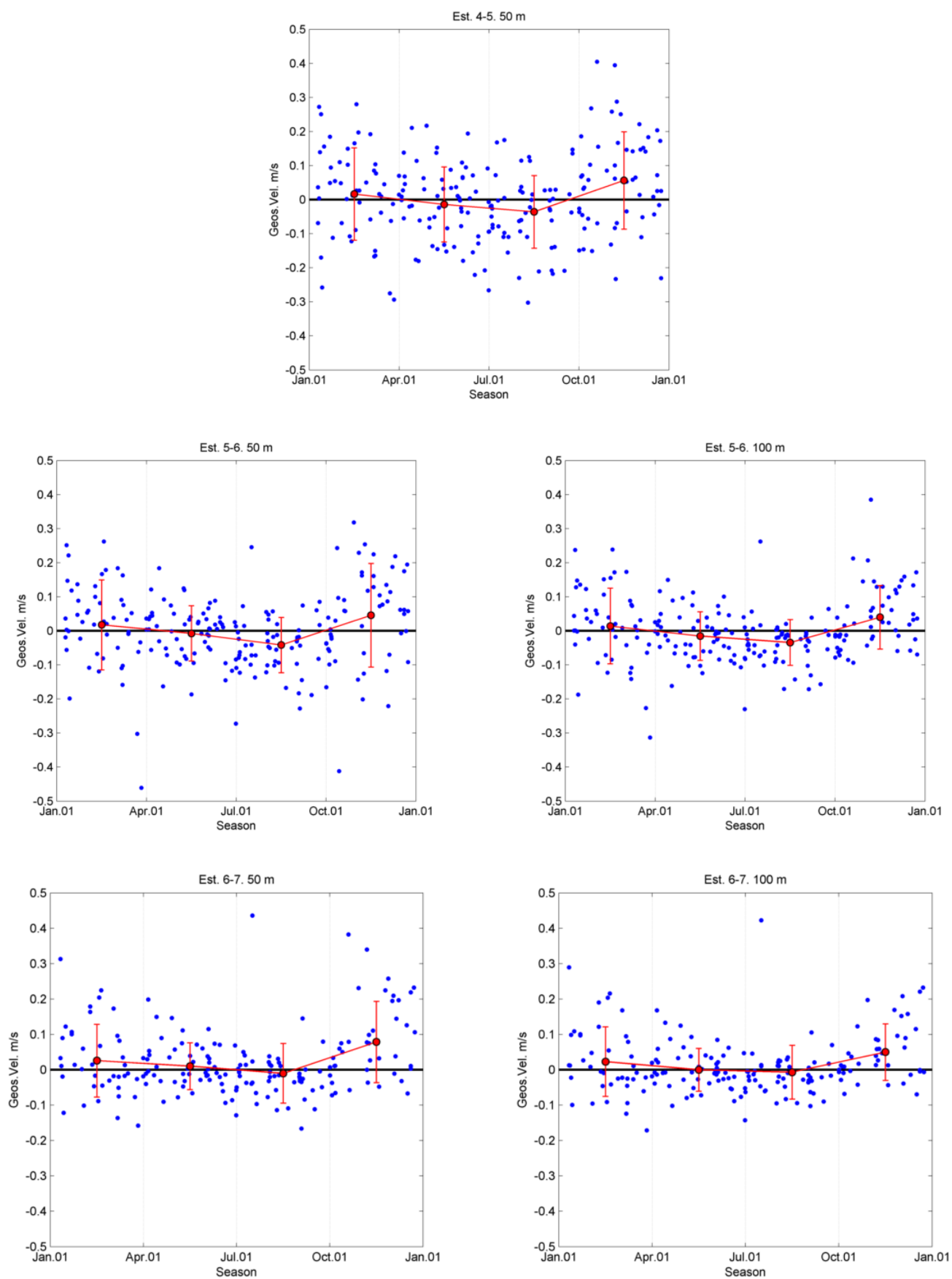


Figura 4.5. Velocidad geostrófica agrupada por meses y promedios trimestrales para los puntos escogidos.

Este hecho coincide con los resultados obtenidos en la bibliografía (Torres et al., 2003) que concluyen que la variabilidad meteorológica es importante en esta zona. La variabilidad en los eventos de entrada de la IPC y su continuidad a lo largo de la costa ocurren a una escala temporal inferior que la frecuencia utilizada en la toma de datos (se toman datos cada mes), y esto explicaría por qué la dispersión de los mismos se dispara en estas épocas.

Aun así, la variabilidad a escala estacional sí que queda bien definida en todos los casos, y coincide con la esperada según la literatura: la IPC penetra en el Golfo de Vizcaya en los meses de Otoño/Invierno, mientras que en verano los patrones de circulación cambian de sentido (figura 4.5).

Conclusiones

Finalmente y a continuación, se enumeran las conclusiones más importantes que se han obtenido como resultado del presente trabajo:

- El objetivo principal de este Trabajo Fin de Grado era el cálculo de los campos de velocidades en la radial de Santander. Este objetivo se ha cumplido con éxito, habiendo utilizado la mayor parte de las secciones oceanográficas muestreadas entre 1994 y 2014 (véase apéndice 2). El cálculo realizado proporciona una estimación del campo de velocidades con dirección E-W, constituyendo una base de datos que permite cuantificar la circulación en la zona. Esta nueva base de datos se ha añadido a la base de datos hidrográficos existente, y podrá resultar muy útil para futuros análisis; por ejemplo, en relación a muestreos biológicos.
- El análisis posterior realizado sobre estos datos se ha hecho escogiendo 5 puntos representativos del campo de velocidades y representando las series temporales. Las velocidades analizadas presentan valores máximos cercanos a 0,4 m/s en los dos sentidos y un valor promedio alrededor de 0,1 m/s, tanto en sentido este como en sentido oeste.
- Además, a partir de estos datos se ha estudiado la variabilidad de la circulación en la plataforma y el talud continental, observando lo siguiente:
 - 1) En los resultados obtenidos en este trabajo se pueden apreciar sucesos durante los que la IPC fue anormalmente intensa (1998 y 2006-2007), que aparecen recogidos en la bibliografía (García Soto, 2002; Le Cann and Serpette, 2009). También se identifican años en los que se muestrearon corrientes intensas de forma recurrente (2009-2010).

- 2) Los datos de los que se dispone exhiben una gran dispersión, la cual, en principio, dominaría sobre cualquier posible tendencia que presentara el sistema. Esta dispersión aumenta para los meses de Otoño/Invierno, coincidiendo con los eventos de entrada de la IPC en el Golfo de Vizcaya. Esto ha sido interpretado como que esta corriente tiene una variabilidad a más corto plazo que la frecuencia de muestreo (mensual), lo cual estaría de acuerdo con la literatura existente sobre el tema (Pingree and Le Cann, 1990; Péliz et al, 2003).
- 3) A pesar de la dispersión existente, la variabilidad estacional del sistema queda claramente definida: se observan velocidades positivas en los meses de Otoño/Invierno, que representan la circulación de la IPC hacia el este; en Primavera/Verano las velocidades invierten el sentido, representando corrientes hacia el oeste típicas de esta época. Nuevamente, esto concuerda con la bibliografía consultada (Pingree and Le Cann, 1990).
- 4) Se ha observado una tendencia a largo plazo hacia velocidades positivas, principalmente a partir del año 2005. Este hecho implica una disminución de los eventos típicos de verano, como los fenómenos de afloramiento (upwelling) que son extremadamente importantes para la ecología del sistema. Esta tendencia ha sido ya registrada por algunos autores (Pérez et al, 2010).

Trabajo futuro.

Aun quedan numerosas preguntas abiertas que no se han podido responder durante la realización de este trabajo, pero que podrían ser completadas en un futuro y ser objeto de estudios más exhaustivos.

Por ejemplo, se podría integrar la circulación o buscar los núcleos de las corrientes para cada una de las secciones. La disposición de las corrientes suele variar, cambiando su distancia a la costa o la profundidad a la que se encuentran. Estos puntos serían más representativos de la corriente que los elegidos para el análisis realizado en este trabajo

y sería posible calcular los transportes totales que se producen sobre la plataforma y el talud continental.

También sería interesante el estudio de las corrientes que se desarrollan en superficie sobre el talud (Álvarez-Fanjul et al, 2003), y tratar de determinar si aportan información que concuerde con los resultados aquí mostrados.

Como se ha discutido en este trabajo, la variabilidad de la IPC tiene una escala de tiempo menor que la mensual. Existen campañas oceanográficas en las que se realiza el muestreo de la misma sección en varios días consecutivos. La utilización de esos datos en un análisis similar al realizado en este trabajo contribuiría a determinar la variabilidad a más corto plazo que exhibe la IPC.

Además, desde el año 2012 el barco de muestreo cuenta con un dispositivo ADCP de casco, pudiendo tomar datos directos de velocidad hasta una profundidad de 300 m. Por lo tanto, se cuenta con una serie de datos de 3 años que es susceptible de ser analizada y comparada con los datos aquí expuestos.

Los patrones de circulación varían de la costa occidental a la oriental del mar Cantábrico. Por ejemplo el afloramiento en los meses de verano en la costa gallega es un evento casi permanente, mientras en zonas más orientales estos fenómenos aparecen de forma intermitente (Bode et al, 2012). Es por ello que un análisis para el resto de las radiales, del mismo tipo al realizado en este trabajo para la radial de Santander, podría dar una idea sobre cuáles son los cambios de los patrones de circulación entre estos puntos y por lo tanto, sobre cómo evoluciona la IPC a lo largo de su recorrido junto a la costa cantábrica.

Referencias.

- Álvarez-Fanjul, E., M. Alfonso, M. I. Ruiz, J. D. López, and I. Rodríguez (2003). The Deep Water Network. In: *Building the European Capacity in Operational Oceanography*, edited by H. Dahlin, Elsevier Science Ltd, p. 398-402.
- Bode, A., A. Lavín, L. Valdés (2012). Cambio climático y oceanográfico en el Atlántico del norte de España, *Instituto Español de Oceanografía*.
- Brunson, B. A., and W. P. Elliott (1974). Steric contribution to the seasonal oscillation of sea level off Oregon, *J. Phys. Oceanogr.*, 4 (3), 304-309.
- Cheney, R.E. and J.G. Marsh (1981b). Ocean Eddy variability measured by GEOS 3 altimeter crossover differences, EOS. *Transactions of the American Geophysical Union*, 62, 743-752.
- Coelho, H.S., R.J.J. Neves, M. White, P.C. Leitaó and A.J. Santos (2002). A model for ocean circulation on the Iberian Coast. *J. Mar. Sys.*, 32, 153-179.
- Colas F. (2003). Circulation et dispersion lagrangiennes en Atlantique Nord-Est, Tesis\disertation. Université de Bretagne Occidentale. Numéro de ordre 943.
- García-Soto, C., R. D. Pingree, and L. Valdés (2002). Navidad development in the southern Bay of Biscay: Climate change and swoddy structure from remote sensing and in situ measurements, *J. Geophys. Res.*, 107(C8), doi:[10.1029/2001JC001012](https://doi.org/10.1029/2001JC001012).
- González-Nuevo, G. (2015). Caracterización de las principales estructuras hidrográficas del noroeste y norte de la Península Ibérica: Influencia sobre la estructura del Mesozooplankton. Universidad de Oviedo.
- González-Pola, C. (2006). Variabilidad climática oceánica en la región sureste del Golfo de Vizcaya.
- Helland-Hansen, B. (1934). The Sognefjord section-Oceanographic observations in the northernmost part of the North Sea and the southern part of the Norwegian Sea, *James Johnstone Memorial Volume*, Lancashire Sea-Fish. Lab., Liverpool.

- Houghton, J. (2002). The Physics of Atmospheres. 3rd edition. *Cambridge University Press*.
- Le Cann, B. and A. Serpette (2009). Intense warm and saline upper ocean inflow in the southern Bay of Biscay in autumn–winter 2006–2007. *Continental Shelf Research*. Vol. 29 (8), 1.14-125.
- Neumann, G. and W.J. Pierson (1966). Principles of Physical Oceanography. *New Jersey Prentice-Hall*. 1966.
- Peliz, A., J. Dubert, D. B. Haidvogel, and B. Le Cann (2003). Generation and unstable evolution of a density-driven Eastern Poleward Current: The Iberian Poleward Current. *J.Geophys.Res.* 108 (C8).
- Peliz, A., Dubert, J., Haidvogel, D. B., and Le Cann, B. (2003b). Generation and unstable evolution of a density-driven eastern poleward current: The Iberian poleward current. *Journal of Geophysical Research*. C. Oceans, 108, C8.
- Pérez, F. F., Padín, X. A., Pazos, Y., Gilcoto, M., Cabanas, M., Pardo, P. C., Doval, M. D. and Farina-Busto, L. (2010), Plankton response to weakening of the Iberian coastal upwelling. *Global Change Biology*, 16: 1258–1267. doi: 10.1111/j.1365-2486.2009.02125.x
- Pingree, R. D., and B. Le Cann (1990). Structure, strength and seasonality of the slope currents in the Bay of Biscay region. *J.Mar.Biol.Assoc.U.K.* 70 (4): 857-885.
- Pollard, R.T. and S. Pu (1985). Structure and circulation of the upper Atlantic Ocean northeast Of the Azores. *Prog. Oceanogr.*, 14, 167-192.
- Pollard, R.T., M.J. Griffiths, S.A. Cunningham, J.F. Read, F.F. Pérez and A.F. Rios (1996). Vivaldi 1991- a study of the formation, circulation and ventilation of Eastern North Atlantic Central Water, *Prog. Oceanogr.*, 37, 167-12.
- Pond, S. and G.L. Pickard (1983). Introductory Dynamical Oceanography. 2nd edition.
- Reid, J.L. and A.W. Mantyla (1976). The Effect of the Geostrophic Flow Upon Coastal Sea Elevations in the Northern North Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research*. Vol.81, No.18.

- Richardson, P.L., M.S. McCartney and C. Maillard (1991). A search for meddies in historical data. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 15, 241-265.
- Shapiro, G. I. and Meschanov, S. L. (1996). Spreading pattern and mesoscale structure of Mediterranean outflow in the Iberian Basin estimated from historical data, *J. Marine Syst.*, 7, 337– 348.
- Smith, R.L., A. Huyer and P.M. Kosro (2000). The Credibility of Extrapolated Geostrophic Currents. Poster presented at the 2000 AGU Fall Meeting.
- Stewart, R.H. (2008). Introduction To Physical Oceanography.
- Teles-Machado, A., Á. Peliz, J. C. McWilliams, R. M. Cardoso, P. M. M. Soares and P. M. A. Miranda (2015). On the year-to-year changes of the Iberian Poleward Current. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, DOI: 10.1002/2015JC010758.
- Torres, R., E.D. Barton, P. Miller and E. Fanjul (2003). Spatial patterns of wind and sea surface temperature in the Galician upwelling region. *J. Geophys. Res.*, 108, 3130.
- Wooster, W.S., Bakun, A. and McLain, D.R. (1976). The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. *J. Mar. Res.*, 34: 131-141.

Apéndice 1. Scripts implementados en Matlab para el cálculo del campo de velocidades geostroficas.

```
% Programa que hace un bucle para todas las carpetas de todos los años
% calculando la velocidad geostrofica y guardandola en un sistema de
% carpetas similar.
% Los datos de entrada son archivos.mat con las secciones
oceanograficas y
% los datos de salida son archivos.mat con una matriz de velocidades
% geostroficas.

% Años para los que queremos calcular la velocidad

years=[1999:1999]; %vector con los años

% Rutas donde se encuentran las secciones oceanograficas y donde
queremos
% guardar las velocidades.

path1='C:\Users\Andrea\Documents\MATLAB\SeccionesOceanograficas\';
%Ruta relativa a secciones
path2='C:\Users\Andrea\Documents\MATLAB\VelocidadesGeostroficas\';
%Ruta relativa a velocidades

for ii=1:length(years) % bucle para cada año
    files=dir(strcat(path1,num2str(years(ii)),'\*.mat'));% todos los
    archivos de un año

        for kk=1:length(files)% bucle para cada archivo
            file=(files(kk).name);

            % Función que devuelve la velocidad geostrofica calculada para
toda
            % una seccion.
            [dates,nstats,lats,p,v,g,n,vn]=extrapog(file,path1,years(ii))

            pause

            % Gardar los datos
            nombre=cat(2,'vel','_',file);

            save(strcat(path2,num2str(years(ii)),'\ ',nombre(:)'), 'dates', 'nstats',
            'lats', 'p', 'v', 'g', 'n', 'vn', '-mat');
        end
    end
end
```

```

function[dates,nstats,lats,p,v,g,n,vn]=extrapog(file,path1,year)
% Funcion que calcula la velocidad geostrofica con extrapolacion.
% Para un numero indeterminado de estaciones, sin utilizar la primera
y
% teniendo en cuenta los NaN en superficie.
%   Variables de entrada:
%       file: nombre del archivo con la seccion oceanografica
%       path1: ubicacion del file
%       year: carpeta con el año
%   Variables de salida:
%       dates: fechas
%       nstats: numero de estaciones
%       lats: latitudes
%       p: presiones (dbar)
%       g: matriz de las alturas dinamicas extrapoladas (m2/s2)
%       v: vector con las velocidades geostroficas en m/s
%       vn: estaciones borradas

close all

% Abrir archivo con los datos
load(strcat(path1,num2str(year),'\\',file));

%Comprobamos que todas las estaciones estan hechas, si no borramos las
%columnas correspondientes de datos de tems, sals y lats. La estacion
1
%siempre se elimina.
vn=find(isnan(lats))
tems(:,vn)=[];
sals(:,vn)=[];
lats(vn)=[];
lons(vn)=[];

es=length(lats)% numero de estaciones con datos

% Eliminar los NaN de superficie.
t=superNaN(tems)% temperaturas (C)
s=superNaN(sals);% salinidades (PSU)

ref=500;% nivel de referencia (m)

% Si no se llega al nivel de referencia, se cambia.
if length(pres)<ref
    ref=length(pres);
    fprintf(';;;Cambio de nivel de referencia!!!!');
end

p=linspace(1,ref,ref);
p=p';

```

```

% Calculo de las alturas dinamicas
[g,n]=geog(t,s,p,es,ref);

% Extrapolación:
% Se recorre la matriz de las alturas dinamicas de la estacion 8 a la
2
% extrapolando

nr=find(n==ref);% estaciones que llegan al nivel de referencia

% extrapolacion de las ultimas estaciones
if length(nr)==1; % solo hay una estacion que llega a ref
    g(:,es-1)=g(:,es-1)+g(n(es-1),es);% extrapolamos con una recta
horizontal
    fprintf('Primera extrapolación directa')
end

% Extrapolacion del resto de estaciones
for i=es-2:-1:1
    if n(i)<ref
        d=g(n(i),i+1)+((g(n(i),i+2)-g(n(i),i+1))*(lats(i)-
lats(i+1)))/(lats(i+2)-lats(i+1)));% cantidad que hay que sumar
        g(:,i)=g(:,i)+d;
    end
end

% Representacion de las alturas dinamicas extrapoladas
figure(1)
P=p;
[X,Y] = meshgrid(lats,n);
for i=1:es
    gn(:,i)=g(n(i),1:es);
end
[AX,H1,H2]=plotyy(X,Y,lats(1:es),gn,'plot');
set(H1(),'Color','k','LineStyle','--')
set(gca(),'ydir','reverse');
set(gca(),'axislocation','top');
title('Extrapolación');
xlabel('latitud');

% Calculo de la velocidad geostrofica
v=zeros(ref,es-1);
for i=es:-1:2
    % Calculo de L
    [L,phaseangle] = sw_dist([lats(i),lats(i-1)],[lons(i),lons(i-
1)]),'km');
    L=L*1e3;% paso a metros
    % Calculo de f
    lat_m(i-1)=(lats(i)+lats(i-1))/2;
    f=sw_f(lat_m(i-1));

    v(:,i-1)=(g(:,i-1)-g(:,i))./(f*L);
end

```

```

% Representacion de la velocidad
figure (2)
    contourf(lat_m,P,v)
    title('velocidad geostrofica (m/s)');
    xlabel('latitud');
    ylabel('profundidad (m)');
    set(gca(),'ydir','reverse')
    set(gca(),'xaxislocation','top');
    axis([lat_m(1) lat_m(end) 0 500]);
    hold on
    plot(X,Y,'--k')
    colorbar

```

```

function [m]=superNaN(matriz)
% Programa que borra los NaN de superficie y los sustituye por el
primer
% valor que se encuentre.

% Variables de entrada:
%   matriz: matriz de la que se quiere borrar los NaN de superficie y
%           sustituirlos por el primer valor que se encuentre.

% Variables de salida:
%   m: matriz sin NaNs en superficie.

% Búsqueda de los NaN de superficie
[z,l]=size(matriz);

for i=1:l % bucle para todas las columnas

    if isnan(matriz(1,i))==0 % comenzamos el bucle si hay NaN en
superficie
        b1(i)=0; % no hay NaN en superficie
    else
        for j=1:z % bucle para las filas
            if isnan(matriz(j,i))==0
                b1(i)=j-1;
                break
            end
        end
    end
end
end

```

```

function [g,n]=geog(t,s,pres,es,ref);
% Función que calcula las alturas dinamicas para un numero de
estaciones
% es

% Variables de entrada:
% t: temperaturas (C)
% s: salinidades (PSU)
% pres: presiones (db)
% es: numero de estaciones
% ref: nivel de referencia

% Variables de salida:
% g: matriz con las alturas dinamicas ([m^2/s^2] ([0.1 dyn.m]=[10
dyn.cm]))
% n: matriz con las profundidades

for i=1:es
    if isnan(t(ref,i))==0
        n(i)=ref;
    else
        nv=find(isnan(t(:,i)))-1;% vector con las posiciones de todos
los NaN, solo necesito el primero
        n(i)=nv(1);
    end
end
n
g=zeros(ref,es);
for i=1:es
    pp=pres(1:n(i)); % presion (db)
    tp=t(1:n(i),i); %temperatura (C)
    sp=s(1:n(i),i); %salinidad (PSU)
    gp= sw_dynh(sp,tp,pp);
    if n(i)<ref
        for j=n(i)+1:ref
            gp(j)= NaN;
        end
    end
    g(:,i)=gp;
end

```

Apéndice 2. Secciones oceanográficas utilizadas en el cálculo de la velocidad geostrófica.

Series oceanográficas utilizadas para calcular el campo de velocidades geostróficas

es: número de estaciones consideradas

vn: estaciones borradas porque no tenían datos

	es	vn	Estado
2014			
01_2014	6	1	OK
02_2014	6	1	OK
03_2014	6	1	OK
04_2014	6	1	OK
05_2014	5	1 y 3	OK
06_2014	6	1	OK
07_2014	6	1	OK
08_2014	6	1	OK
09_2014	6	1	OK
10_2014	6	1	OK
11_2014	6	1	OK
12_2014	6	1	OK
2013			
02_2013	6	1	OK
03_2013	6	1	OK
04_2013	6	1	OK
05_2013	6	1	OK
06_2013	6	1	OK
07_2013	6	1	OK
08_2013	6	1	OK
09_2013	6	1	OK
10_2013	6	1	OK
11_2013	6	1	OK
12_2013	6	1	OK

En dos días¹

¹ El muestreo se realizó en días consecutivos y se han agrupado todas las estaciones en una sola sección.

2012		
01_2012	6	1 OK
02_2012		NO: No funciona la extrapolación ²
03_2012	6	1 OK
04_2012	6	1 OK
05_2012	6	1 OK En dos días
06_2012	6	1 OK
07_2012	6	1 OK
08_2012	5 1 y 2	OK
09_2012	6	1 OK
10_2012	6	1 OK
11_2012	6	1 OK
12_2012	6	1 OK
2011		
01_2011	6	1 OK
02_2011	6	1 OK
03_2011	6	1 OK
04_2011	6	1 OK En dos días
05_2011	6	1 OK
06_2011	6	1 OK En dos días
07_2011	6	1 OK
08_03_2011	6	1 OK
08_15_2011		NO: solo tiene las dos últimas estaciones, y ya hay una serie completa para
09_2011	6	1 OK En dos días
10_2011	6	1 OK
11_2011	6	1 OK
12_2011	6	1 OK
2010		
01_2010	6	1 OK
02_2010	3	1 NO: hasta estación 4, primera extrapolación directa ³ , ref. 100.
03_2010	6	1 OK
04_2010	6	1 OK En dos días
05_2010	6	1 OK
06_2010	6	1 OK
07_2010	6	1 OK
08_2010	6	1 OK
09_2010	6	1 OK En dos días
10_2010	6	1 OK
11_2010	6	1 OK
12_2010	5	1 OK: hasta estación 6, primera extrapolación directa

² Ocurre cuando las estaciones más exteriores tienen datos hasta menos profundidad que las interiores debido a algún problema técnico.

³ La primera extrapolación se realizó mediante el método Helland-Hansen (véase capítulo 3).

2009		
01_2009	5	1 OK: hasta estación 6, primera extrapolación directa
02_2009	6	1 OK
03_2009	6	1 OK En dos días
04_2009	6	1 OK
05_2009		NO: la extrapolación no funciona
06_2009	6	1 OK
07_2009	6	1 OK
08_2009	4 1,2 y 3	OK En dos días
09_2009	6	1 OK
10_2009	6	1 OK En dos días
11_2009	6	1 OK
12_2009	6	1 OK
2008		
01_2008	6	1 OK
02_2008	5 1 y 6	OK: En dos días, primera extrapolación directa.
03_2008	6	1 OK
04_2008	6	1 OK
06_2008	6	1 OK
07_2008	6	1 OK
08_2008	6	1 OK
09_2008	6	1 OK
10_2008	6	1 OK
11_2008	6	1 OK
12_2008	6	1 OK
2007		
01_2007	6	1 OK
02_2007	6	1 OK
03_2007	6	1 OK
04_2007	6	1 OK
05_2007	6	1 OK
06_2007	6	1 OK
07_2007	6	1 OK En dos días
08_2007	6	1 OK
09_2007	6	1 OK
10_2007	6	1 OK
11_2007	6	1 OK En dos días
12_2007	6	1 OK

2006			
	01_2006		NO
	02_01_2006	7	1 OK
	02_13_2006	7	1 OK
	03_2006	6	1 OK En dos días
	04_2006	7	1 OK En dos días
	05_2006	7	1 OK
	06_2006	7	1 OK
	07_03_2006	7	1 OK
unir	07_28_2006		NO: solo estaciones 6 y 8
	07_29_2006	3 1y2	NO: estaciones de la 3 a la 5, ref=216
anteriores	07_2006	5 1,2 y 7	OK
	07_31_2006		NO: solo estación 8
	08_2006	6	1 OK
	09_2006	7	1 OK
	10_2006	7	1 OK En dos días
	11_2006	7	1 OK En dos días
	12_2006	6	1 OK
2005			
	02_2005	5	1 OK: hasta estación 6, primera extrapolación directa
	03_2005	7	1 OK En dos días
	04_2005	7	1 OK
	05_2005	6	1 OK
	06_2005	7	1 OK
	07_2005	7	1 OK
	08_2005	7	1 OK En dos días
	09_2005	6	1 OK
	11_2005	5	1 OK: hasta estación 6, primera extrapolación directa
	12_2005	7	1 OK
2004			
	01_2004	7	1 OK
unir	02_12_2004		NO: solo estación 8
	02_13_2004	6	1 OK
anteriores	02_2004	7	1 OK
	02_18_2004	4 1, 3 y 5	OK
	03_2004	7	1 OK
	04_01_2004		NO: solo estación 2
	04_06_2004	6	1 OK
	05_2004	7	1 OK En dos días
	06_2004	7	1 OK En dos días
	07_2004	7	1 OK
	08_2004	7	1 OK
	09_2004	7	1 OK
	10_2004	6	1 OK
	11_2004		NO: en la estación 6 hay NaNs en medio del perfil
	12_2004	5	1 OK: hasta estación 6, primera extrapolación directa

2003			
01_2003	6	1 OK	
02_2003	7	1 OK	En dos días
03_2003	4 1 y 5	OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa	
04_2003	7	1 OK	
05_2003	7	1 OK	
06_2003	7	1 OK	
07_2003	7	1 OK	En dos días
08_2003	7	1 OK	
09_2003	7	1 OK	
10_2003	5	1 OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa	
11_2003	5	1 OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa	
12_2003	6	1 OK: En dos días. Primera extrapolación directa.	
2002			
01_2002	5	1 OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa	
02_2002	6	1 OK	
03_13_2002	3	1 NO: Hasta estación 4, ref=97	
03_21_2002		NO: solo estaciones 5 y 6, no se puede unir con el siguiente ⁴	
04_2002	5	1 OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa	
05_2002	3	1 NO: Hasta estación 4, ref=95	
06_2002	7	1 OK	
07_2002	7	1 OK	
08_2002	7	1 OK	
09_2002	7	1 OK	
10_2002	6	1 OK	
11_2002	6	1 OK	
12_2002	7	1 OK	En dos días
2001			
01_2001	7	1 OK	En dos días
02_2001	6	1 OK	
03_2001	6	1 OK	
04_2001	7	1 OK	
05_2001	5	1 OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa	
06_2001	7	1 OK	
07_05_2001	5	1 OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa	
07_17_2001		NO: solo estaciones 6 y 7, no se puede unir con el anterior	
08_2001	5	1 OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa	
09_2001	8	1 OK	
10_2001	5	1 OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa	
11_2001	7	1 OK	
12_2001	7	1 OK	

⁴ Cuando han pasado muchos días entre el muestreo de estaciones se considera que los perfiles no representan la misma situación oceanográfica y no se unen.

2000		
01_19_2000		NO: solo hasta estación 3 y no se puede unir con el siguiente
01_24_2000	4 1, 2 y 3	OK
02_2000	5	1 OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa
03_2000	7	1 OK
04_2000	6 1 y 2	OK
05_14_2000	7	1 OK
05_30_2000	5	1 OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa
06_2000	7	1 OK
07_2000	7	1 OK
08_2000	5	1 OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa
09_2000	3	1 NO: Hasta estación 4, ref=100
10_2000	7	1 OK
11_2000	3	1 NO: Hasta estación 4, ref=98
1999		
01_1999	5	1 OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa
02_1999	3	1 NO: Hasta estación 4, ref=94
04_01_1999	7	1 OK
04_26_1999	5	1 OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa
05_1999	7	1 OK
06_1999	7	1 OK
unir 07_20_1999	3	1 NO: Hasta estación 4, ref=104
07_21_1999	4 1,2,3 y 4	OK
anteriores 07_1999	7	1 OK
08_1999	7	1 OK
09_1999	5	1 OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa
unir 10_13_1999		NO: solo estaciones 1, 2 y 3
10_14_1999	3 1, 2 y 3	OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa
anteriores 10_1999	5	1 OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa
11_1999	5	1 OK
unir 12_21_1999		NO: estaciones 1 y 2
12_23_1999		NO: estaciones 3, 4, 5
anteriores 12_1999	5	1 OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa
1998		
01_1998	5	1 OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa
02_1998	5	1 OK
03_1998	7	1 OK
04_1998	7	1 OK
05_1998	7	1 OK
06_1998	7	1 OK
07_1998	7	1 OK
08_1998	6	1 OK
09_1998	7 1 y 2	OK: no hay valores de salinidad para la estación 2, se elimina
10_1998	7	1 OK
11_1998	7	1 OK
12_1998	4	1 NO: hasta estación 5, ref=190

1997		
01_1997	5	1 OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa
02_1997	3	1 NO: hasta estación 4, ref=102
03_1997	7	1 OK
04_1997	4	1 NO: hasta estación 5, ref=194
05_1997	7	1 OK
06_1997	7	1 OK
07_1997	5 1 y 6	NO: hasta estación 5, ref=312
08_1997	6 1 y 6	OK
09_1997	7	1 OK
10_05_1997	5	1 OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa
10_29_1997	7	1 OK
10_30_1997		NO: solo estación 5
11_1997	5	1 OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa
12_1997	6	1 OK
1996		
02_1996	7	1 OK
03_1996	4 1 y 3	OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa
04_1996	7	1 OK
05_1996	7	1 OK
06_1996	7	1 OK
07_1996	7	1 OK
08_1996	7	1 OK
11_18_1998		NO: solo estaciones 7 y 8 pero no se puede unir con el siguiente
11_28_1996	4	1 NO: Hasta la estación 5, ref=166
12_1996	7	1 OK
1995		
01_1995	6 1 y 7	OK
02_1995	4 1 y 3	OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa
03_1995	3	1 NO: Hasta la estación 4, ref=106
04_1995		NO: solo estación 4
05_1995	7	1 OK
06_1995	7	1 OK
07_1995	6	1 OK
08_1995	5	1 OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa
09_1995	3 1,2,3,4 y 5	OK
10_1995	7	1 OK
12_03_1995	3 1,3 y 5	OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa
12_18_1995	4	1 NO: Hasta la estación 5, ref=190

1994		
01_1994		NO: solo estaciones 2 y 4
03_1994	3 1, 3 y 5	OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa
05_1994	5	1 OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa
06_1994	4 1 y 3	OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa
07_01_1994	5	1 OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa
07_20_1994	4 1, 3 y 5	OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa
08_1994	7	1 OK
09_1994	6 1 y 7	OK
10_1994	5	1 OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa
11_10_1994	5	1 OK: Hasta la estación 6, primera extrapolación directa
11_22_1994	3 1, 3, 4, 5 y 6	OK